

Российская академия наук  
Палеонтологический институт РАН  
Московское общество испытателей природы  
Палеонтологическое общество  
Московское отделение

# **ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ В ФАНЕРОЗОЕ И РЕАКЦИЯ НА НИХ МОРСКОЙ БИОТЫ**

**МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ**

**МОСКВА, 13 НОЯБРЯ 2007 г.**

Программа Президиума РАН  
**ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ БИОСФЕРЫ**  
ПОДПРОГРАММА II

**МОСКВА  
2007**

Российская академия наук  
Палеонтологический институт РАН  
Московское общество испытателей природы  
Палеонтологическое общество  
Московское отделение

# **ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ В ФАНЕРОЗОЕ И РЕАКЦИЯ НА НИХ МОРСКОЙ БИОТЫ**

**МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ**

**МОСКВА, 13 НОЯБРЯ 2007 г.**

**Программа Президиума РАН  
ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ БИОСФЕРЫ  
ПОДПРОГРАММА II**

**МОСКВА  
2007**

Эвстатические колебания уровня моря в фанерозое и реакция на них морской биоты.  
Материалы совещания. 13 ноября 2007 г. Москва. А.С. Алексеев (ред.).  
М.: Палеонтологический институт РАН. 84 с.

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук А.С. Алексеев

A.S. Alekseev (ed.).  
Eustatic fluctuations of sea-level in Phanerozoic and reactions on its by marine biota.  
Materials of meeting. November 13. 2007. Moscow.

Moscow: Paleontological Institute of Russian Academy of Sciences. 84 p.

# ПРОЕКТ «ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ В ФАНОРОЗОЕ И РЕАКЦИЯ НА НИХ МОРСКОЙ БИОТЫ» И ЕГО ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

**А.С. Алексеев**

Палеонтологический институт РАН, г. Москва  
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

## Введение

В 2004–2007 гг. большой коллектив специалистов Палеонтологического института РАН в рамках программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы», подпрограмма II, выполнял исследования по проекту «Эвстатические колебания уровня моря в фанерозое и реакция на них морской биоты».

Постановка этого проекта связана с тем, что уже длительное время дискутируется проблема взаимосвязи колебаний уровня моря и основных событий в развитии морской биоты, таких как массовые вымирания, изменения разнообразия отдельных групп, смена основных эволюционных направлений в ответ на трансгрессии и регрессии, массовые фаунистические миграции и т.д. (Гаврилов, Копаевич, 1996; Hallam, 1989; Buffetaut, 1987; Hallam, Wignall, 1997 и многие др.).

Глобальная кривая эвстатических циклов начиная с триаса, предложенная Б. Хаком и др. (Haq et al., 1988), не опирается на синтез региональных кривых относительных колебаний уровня моря, которые до сих пор существуют лишь как отдельные не увязанные друг с другом фрагменты низкого временного разрешения. Отсутствует сопряженный анализ колебаний уровня моря и сдвигов в структуре и составе морского биоса, особенно бентосных сообществ, для обширных регионов с относительно спокойной тектонической обстановкой, какими являются Восточно-Европейская платформа и прилегающие к ней с юга молодые платформы (последние в позднем мелу и неогене).

Выявление характера взаимосвязи колебаний уровня моря и основных событий в развитии морской биоты, таких как массовые вымирания, изменения разнообразия отдельных групп, смена основных эволюционных направлений в ответ на трансгрессии и регрессии и т.д., остается крайне актуальным. Ясные ответы на эти вопросы до сих пор не получены. Остаются не выявленными причинно-следственные связи в развитии населения полузамкнутых морских

бассейнов в ответ на колебания их сообщения с открытым океаном и изменения локальных уровней таких морей.

В конце концов, суть проблемы сводится к тому, насколько изменения, происходящие во внешней среде, влияют на развитие органического мира и если это влияние существенно, то в какой форме оно проявляется.

Цель проекта заключалась в выявлении особенностей реакции морской биоты на эвстатические колебания уровня моря, имевшие место в фанерозое (кембрий – неоген) на примере Восточно-Европейской платформы и прилежащих к ней с юга областей Пери- и Паратетиса. Для достижения этой цели необходимо было решить следующие задачи.

1. Детальное количественное изучение динамики изменения экологических параметров сообществ морских организмов в течение одного цикла эвстатических колебаний уровня моря на примере позднемосковского морского бассейна центральных районов Восточно-Европейской платформы (разрезы Пески, Домодедово и Акишино в Московской и Рязанской областях). Средний и поздний карбон – время «холодной биосферы», когда ритмичные изменения объема ледниковой шапки в Гондване приводили к циклическим гляциоэвстатическим колебаниям уровня океана и формированию в осадочных разрезах почти повсеместно циклотем. Это напоминает обстановку ледникового четвертичного периода.

2. Выявление общих закономерностей смены населения морских бассейнов Восточно-Европейской платформы на протяжении двух модельных временных отрезков – девон–пермь и юра–палеоген, которые охватывают большую часть интервала с развитием морских бассейнов. Для достижения этой цели должна быть разработана кривая эвстатических колебаний уровня моря (с разрешением до уровня зоны) и создана схема основных биотических событий (события таксономической радиации, ключевых морфологических новаций, явления миграции и др.).

3. Построить детальную шкалу связи полузамкнутых морских бассейнов Паратетиса в позднем палеогене и неогене с открытым океаном, обобщить сведения об основных переломных событиях в развитии биоты Паратетиса.

4. На голоценовом материале по остракодам моря Лаптевых оценить скорость смены бентосных сообществ при изменении глубины морских бассейнов в ходе голоценовой эвстатической трансгрессии.

### Наиболее важные результаты

В ходе выполнения проекта по этой проблеме в 2004–2007 гг. были получены следующие основные результаты.

Разработана модель изменения бентосных сообществ в течение одного гляциоэвстатического цикла на примере домодедовской циклотемы московского яруса среднего карбона Центральной России. На основе количественного анализа ориктоценозов выявлены основные стадии такой смены, заключавшейся в доминировании фотозойных сообществ в периоды малых глубин и гетерозойных – во время максимального повышения уровня моря. Особенно детальная картина колебаний в составе сообществ в ходе одного цикла восстановлена для фораминифер, водорослей, брахиопод, мшанок и конодонтов.

Построена детальная (с разрешением на уровне зоны) кривая колебаний уровня моря для центральных и восточных районов Восточно-Европейской платформы в модельных интервалах девон–карбон и юра–мел с обобщением сведений об основных переломных событиях в развитии морских организмов и изменениях их сообществ. Сквозная кривая эвстатических колебаний в юрском и меловом периодах, детализированная до уровня аммоноидной зоны средней длительностью 1,3 млн лет, уточнена на основании построения 37 локальных эталонных кривых относительных колебаний уровня моря для отдельных структурно-фациальных зон и районов платформы (Алексеев, Олферьев, 2006).

Первые масштабные события миграции западноевропейских видов мшанок и морских ежей в морской бассейн центральных районов Восточно-Европейской платформы фиксируются в среднекелловейское время, что совпадает с существенным импульсом повышения уровня моря и распространением сравнительно мелководных обстановок с обилием твердых субстратов.

Впервые для юры и мела платформы с эвстатической кривой сопоставлены основные абиотические (бескислородные эпизоды, события накопления кремнистых и чистых карбонатных осадков, смена температур морских вод) и биотические (миграции, изменения общего разнообразия пелагических и бентосных организмов) события, но анализ этих данных должен быть продолжен. Эвстатические колебания уровня морских бассейнов Восточно-Европейской платформы в позднем палеозое и мезозое определяли основные события миграции и расселения морских организмов, а также изменения суммарного разнообразия биоты.

Построена кривая колебаний уровня моря в Восточном Паратетисе. Ее сопоставление с эвстатической кривой Б. Хака и др. (Наq et al., 1988) и со Средиземноморской кривой для мессиния показывает их сходство лишь для времени наиболее открытых палеогеографических связей Восточного Паратетиса до первой половины олигоцена и затем конца олигоцена – самого начала миоцена. Колебания уровня моря во внутриконтинентальных олигоценовых и неогеновых бассейнах Паратетиса с нарушенным гидрологическим режимом в первую очередь определялись тектоническими причинами и балансом стока и испарения, а не эвстатикой.

Изучены сообщества остракод позднего плейстоцена и голоцена моря Лаптевых и Карского моря и на основе их количественного палеоэкологического анализа установлена крайне быстрая (иногда за 100–200 лет) их смена по мере повышения уровня моря, роста глубины и удаления от берега. Это значит, что при низких скоростях седиментации в разрезах переход от одного ориктоценоза к другому не будет фиксироваться и соседние слои будут содержать весьма различные в экологическом отношении ассоциации бентоса.

Можно утверждать, что гляциоэвстатические колебания уровня моря в мелководных эпиконтинентальных морях определяли смену донных сообществ и флуктуации их разнообразия, причем скорость смены донных сообществ могла составлять первые сотни лет, как это имело место у комплексов остракод позднего плейстоцена и голоцена моря Лаптевых в условиях голоценовой морской трансгрессии.

Показано, что оледенение на материках Гондваны, начавшееся в конце визейского века раннего карбона, достигло своего апогея в раннебашкирское время, что вызвало

глобальное эвстатическое понижение уровня моря, часто с формированием перерыва между серпуховскими и башкирскими отложениями. Вероятно, именно это событие вызвало кардинальную смену биоты на данном рубеже, что определило целесообразность деления карбона на две подсистемы (или отдела) (Алексеев, 2006).

**Эвстатические колебания уровня морских бассейнов Восточно-Европейской платформы в позднем палеозое и мезозое определяли основные события миграции и расселения морских организмов, а также изменения суммарного разнообразия биоты.**

**Колебания уровня моря во внутриконтинентальных олигоценых и неогеновых бассейнах Паратетиса с нарушенным гидрологическим режимом в первую очередь определялись тектоническими причинами и балансом стока и испарения, а не эвстатикой, что делает историю этих бассейнов несопоставимой с таковой открытых морей.**

#### Научная продукция

В 2004–2007 гг. по теме проекта проведены два совещания, опубликован один сборник, 32 статьи (не считая содержащихся в данных «Материалах») и 37 тезисов докладов. Ниже приведен их список.

#### Статьи

1. *Амитров О.В.* Проблемы изучения морских гастропод эоцена и олигоцена Западного Казахстана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80, вып. 1. С. 37–55.
2. *Малков В.Г., Кабанов П.Б.* Распределение макрофоссилий в домодедовской циклической свите (московский ярус, карбон) Песковских разрезов Московской области // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. I Всероссийская школа-2004. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2005. С. 39–46.
3. *Митта В.В.* Новые данные о возрасте подошвы рязанского яруса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 5. С. 51–59.
4. *Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б.* Типы неогеновых морских и неморских бассейнов на примере Восточного Паратетиса // Палеонтол. журн. 2005. № 3. С. 3–12.
5. *Попов С.В., Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б.* Биogeография Восточного Паратетиса в неогене по моллюскам // Биосфера-экосистема-биота в прошлом Земли: палеогеографические аспекты. К 100-летию со дня

рождения академика В.В. Меннера. Труды Геол. ин-та РАН. 2005. Вып. 516. С. 309–337.

6. *Ростовцева Ю.В., Гончарова И.А.* Литолого-стратиграфическое обоснование расчленения разреза верхнемиоценовых отложений (мэотиса-понта) у станицы Тамань (Таманский п-ов) // Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України. Зб. Наукових праць Інституту геологічних наук Київ, 2005. С. 251–256.

7. *Алексеев А.С.* Двучленное деление каменноугольной системы // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 527–539.

8. *Афанасьева Г.А.* Изменения разнообразия брахиопод отряда Chonetida и колебания уровня моря в карбоне Московской синеклизы // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 307–315.

9. *Вискова Л.А.* Диверсификация юрских мшанок (Stenolaemata) Русской платформы // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006а. С. 168–176.

10. *Вискова Л.А.* Мшанки родов *Stomatopora Bronn* и *Stoporotoma gen. nov.* (Stenolaemata) из средней юры Москвы и Московской области // Палеонтол. журн. 2006б. № 4. С. 73–77.

11. *Вискова Л.А.* Новые данные о среднеюрских мшанках центра европейской части России // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006в. Т. 81, вып. 4. С. 49–59.

12. *Горюнова Р.В.* Новые мшанки из девона Афганистана и карбона Ирана // Палеонтол. журн. 2006. № 6. С. 43–51.

13. *Гужов А.В.* Комплексы гастропод нижнего и среднего келловоя центра европейской России // Палеонтол. журн. 2006. № 5. С. 33–38.

14. *Кабанов П.Б., Алексеев А.С., Баранова Д.В., Горюнова Р.В., Лазарев С.С., Малков В.Г.* Изменения ориктоценозов в одной эвстатической циклотеме: домодедовская свита песковских разрезов (карбон, московский ярус) // Палеонтол. журн. 2006. № 4. С. 3–19.

15. *Лазарев С.С.* Брахиоподы семейства *Liporproductidae Stehli* из нижней половины московского яруса среднего карбона Подмосковья // Палеонтол. журн. 2006. № 5. С. 49–57.

16. *Морозова И.П., Вейс О.Б., Рацки Г.* Новые девонские и каменноугольные мшанки Свентокшиских гор (Центральная Польша) // Палеонтол. журн. 2006. № 5. С. 58–67.

17. *Ростовцева Ю.В., Гончарова И.А.* Литолого-палеонтологическая характеристика верхнемиоценовых отложений Таманского полуострова (на примере разреза станицы Тамань) // Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2006. № 1. С. 15–26.
18. *Соловьев А.Н., Марков А.В.* Трофические особенности морских ежей на разных этапах исторического развития класса // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 316–333.
19. *Menning M., Alekseev A.S., Chuvashov B.I.* et al. Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian–Carboniferous–Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2006. Vol. 240, N 1–2. P. 318–372.
20. *Scherzinger A., Mittra V.* New data on ammonites and stratigraphy of the Upper Kimmeridgian and Lower Volgian (Upper Jurassic) of the Middle Volga Region (Russia) // *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 2006. Bd. 241, N. 2. S. 73–99.
21. *Алексеев А.С.* О содержании и функциях «международной стратиграфической шкалы» // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 4. С. 73–79.
22. *Вискова Л.А.* Новые мшанки *Stenolaemata* из средней юры Подмосковья // Палеонтол. журн. 2007. № 1. С. 46–55.
23. *Вискова Л.А.* Среднеюрская радиация мшанок и некоторые особенности их развития на Русской платформе // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии Второе Всероссийское совещание. Ярославль, 26–30 сентября 2007 г. Ярославль: изд-во Ярославского гос. пед. ун-та, 2007. С. 36–38.
24. *Гончарова И.А., Головина Л.А.* К проблеме стратиграфии конских отложений // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи. Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. Київ: Нора-прінт, 2007. С. 289–297.
25. *Горева Н.В., Алексеев А.С., Исакова Т.Н., Коссовая О.Л.* Биостратиграфический анализ пограничных московско-касимовских отложений разреза Афанасьево, Московская синеклиза (неостратотип касимовского яруса) // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Материалы Всероссийской конференции, посвященной памяти профессора Вячеслава Георгиевича Халымбаджи. 25–27 сентября 2007 г. Казань, Казанский ун-т, 2007. С. 76–81.
26. *Горюнова Р.В., Лаврентьева В.Д.* Новые мшанки из пограничных отложений девона и карбона Закавказья // Палеонтол. журн. 2007. № 2. С. 31–38.
27. *Горюнова Р.В., Седаева Г.М.* Мшанки стратотипического разреза верхнеказанского подъяруса у с. Печищи // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Материалы Всероссийской конференции, посвященной памяти профессора Вячеслава Георгиевича Халымбаджи. 25–27 сентября 2007 г. Казань, Казанский ун-т, 2007. С. 81–83.
28. *Олферьев А.Г.* Геологическая история Воронежской антеклизы в юрский период // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всероссийское совещание. Ярославль, 26–30 сентября 2007 г. Ярославль: изд-во Ярославского гос. пед. ун-та, 2007. С. 36–38. С. 181–183.
29. *Попов С.В., Невеская Л.А., Пинчук Т.Н.* Мессинские события в Средиземноморье и Восточном Паратетисе // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи. Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. Київ: Нора-прінт, 2007. С. 36–41.
30. *Соловьев А.Н., Марков А.В.* Юрский период – начало мезозойской радиации морских ежей // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всероссийское совещание. Ярославль, 26–30 сентября 2007 г. Ярославль: изд-во Ярославского гос. пед. ун-та, 2007. С. 36–38. С. 216–218.
31. *Goreva N.V., Alekseev A.S., Isakova T.N., Kossovaya O.L.* Afanasievo section – neostrototype of Kasimovian Stage (Upper Pennsylvanian Series), Moscow Basin, central Russia // *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy.* 2007. Vol. 25. P. 8–14.
32. *Heckel P.H., Alekseev A.S., Barrick J.E.* et al. Cyclothem [«digital»] correlation and biostratigraphy across the global Moscovian-Kasimovian-Gzhelian stage boundary interval (Middle-Upper Pennsylvanian) in North America and eastern Europe // *Geology.* 2007. Vol. 35, N 7. P. 607–610.
33. *Kabanov P.B., Varanova D.V.* Cyclothem and stratigraphy of the Upper Moscovian – basal Kasimovian succession of central and northern European Russia // *Wong Th.E. (ed.). Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy.* Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences. Amsterdam: Editio-KNAW, 2007. P. 147–160.

## Тезисы докладов

1. Горюнова Р.В. Подольский этап в историческом развитии среднекаменноугольных мшанок Московской синеклизы // Биосферные процессы: палеонтология и стратиграфия. Тезисы докладов 50 сессии Палеонтологического общества. СПб.: ВСЕГЕИ. 2004. С. 38–40.
2. Малков В.Г., Кабанов П.Б. Распределение макрофоссилий в домодедовской циклотеме (карбон, московский ярус) разреза Конев Бор Московской области // Современная российская палеонтология: классические и новейшие методы. Первая Всероссийская научная школа молодых ученых-палеонтологов. 20–22 октября 2004 г., Палеонтологический институт РАН, Москва. Тезисы докладов. М.: ПИН РАН, 2004. с. 48–49.
3. Popov S. V., Nevesskaya L. A. Aegean brackish mollusks and Mediterranean – Euxinian connections during the Messinian // Abstracts 4th International Congress «Environment and identity in the Mediterranean» Corte, July 19–25. Univ. Corsica. 2004. P. 91.
4. Алексеев А.С., Кабанов П.Б., Олферьев А.Г. Глобальные колебания уровня моря в фанерозое и их движущая роль в экологической и эволюционной динамике морской биоты // Международное рабочее совещание «Происхождение и эволюция биосферы». 26–29 июня 2005 г. Новосибирск, Россия. Тезисы докладов. Новосибирск, 2005. С. 32–33.
5. Афанасьева Г.А. О причинах обратного соотношения скорости изменения разнообразия брахиопод отряда Chonetida и частоты эвстатических колебаний в карбоне Восточно-Европейской платформы // ПАЛЕОСТРАТ-2005. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 14 и 15 февраля 2005 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2005. С. 11.
6. Вискова Л.А. Среднеюрские мшанки центральной части России // ПАЛЕОСТРАТ-2005. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 14 и 15 февраля 2005 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2005. С. 13.
7. Горюнова Р.В. Фациальное распределение мшанок в домодедовской циклотеме разрезов Пески и их связь с эвстатическими колебаниями среднекаменноугольного моря Русской платформы // ПАЛЕОСТРАТ-2005. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 14 и 15 февраля 2005 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2005. С. 15–16.
8. Кабанов П.Б., Алексеев А.С., Баранова Д.В., Горюнова Р.В., Лазарев С.С., Малков В.Г. Изменения ориктоценозов в связи с колебаниями уровня моря в домодедовской циклической свите песковских разрезов (карбон, московский ярус, Московская область) // ПАЛЕОСТРАТ-2005. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 14 и 15 февраля 2005 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2005. С. 22–23.
9. Лазарев С.С. Эволюция брахиопод и колебания уровня моря в среднем карбоне Московской синеклизы // ПАЛЕОСТРАТ-2005. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 14 и 15 февраля 2005 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2005. С. 23.
10. Мазаев А.В. Общие закономерности развития комплексов гастропод в среднем карбоне Восточно-Европейской платформы в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря // ПАЛЕОСТРАТ-2005. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 14 и 15 февраля 2005 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2005. С. 24.
11. Мумта В.В. Аммониты тетического и бореального происхождения в рязанском ярусе Московской и Рязанской областей // ПАЛЕОСТРАТ-2005. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 14 и 15 февраля 2005 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2005. С. 25–26.
12. Олферьев А.Г. Фациальный анализ нижне-среднеюрских отложений Русской плиты как основа для выявления эвстатических колебаний уровня моря // ПАЛЕОСТРАТ-2005. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 14 и 15 февраля 2005 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2005. С. 27–28.
13. Попов С.В., Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Амитров О.В. Палеогеографическая эволюция бассейнов позднего палеогена – неогена Паратетиса и ее влияние на развитие биоты // Международное рабочее совещание

«Происхождение и эволюция биосферы». 26–29 июня 2005 г. Новосибирск, Россия. Тезисы докладов. Новосибирск, 2005. С. 79–80.

14. Попов С.В., Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Амитров О.В. Палеогеография бассейнов олигоцена – неогена Паратетиса и развитие биоты // Материалы чтений памяти В.А. Собоцкого. Тирасполь: изд-во Приднестровского университета, 2005. С. 16–17.

15. Попов С.В., Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Амитров О.В. Прохорезы морской фауны и биогеография Восточного Паратетиса в олигоцене – неогене // ПАЛЕОСТРАТ-2005. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 14 и 15 февраля 2005 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2005. С. 29.

16. Рожнов С.В. Влияние эвстатических колебаний уровня моря на развитие иглокожих Балтийского палеобассейна во время ордовикской эволюционной радиации // ПАЛЕОСТРАТ-2005. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 14 и 15 февраля 2005 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2005. С. 29–30.

17. Соловьев А.Н. О келловейских морских ежах Восточно-Европейской платформы и сопредельных областей // ПАЛЕОСТРАТ-2005. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 14 и 15 февраля 2005 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2005. С. 31–32.

18. Алексеев А.С., Олферьев А.Г. Эвстатические колебания уровня моря на Восточно-Европейской платформе в меловом периоде // Меловая система России и ближнего зарубежья. Материалы Третьего всероссийского совещания. Саратов, 26–30 сентября 2006 г. Саратов: изд-во Саратовского отделения Евро-Азиатского геофизического общества, 2006. С. 13–14.

19. Алексеева В.А., Кабанов П.Б., Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Губин С.В. Минералогические показатели существования континентального этапа в истории осадкообразования московского яруса среднего карбона // Тез. докл. Международной конференции «Глины и глинистые минералы», Пущино 26–30 июня 2006. С. 112.

20. Вискова Л.А. Среднеюрский этап развития мшанок класса Stenolaemata на Русской

платформе // ПАЛЕОСТРАТ-2006. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 30 января 2006 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2006. С. 13–14.

21. Горюнова Р.В. Эволюция девонских и раннекаменноугольных мшанок в бассейне Восточно-Европейской платформы на фоне эвстатических колебаний уровня моря // Современная палеонтология: классическая и нетрадиционная. Тезисы докладов 52 сессии Палеонтологического общества. 3–7 апреля 2006 г. СПб., 2006. С. 48–50.

22. Мумта В.В. Аммониты рода *Garniericeras* в рязанском ярусе: конец мифа? // Меловая система России и ближнего зарубежья. Материалы Третьего всероссийского совещания. Саратов, 26–30 сентября 2006 г. Саратов: изд-во Саратовского отделения Евро-Азиатского геофизического общества, 2006, С. 98–99.

23. Мумта В.В., Ван С. Сравнительное изучение границы юры и мела в Тибете и на Русской платформе // ПАЛЕОСТРАТ-2006. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 30 января 2006 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2006. С. 22–23.

24. Соловьев А.Н. О позднеюрских морских ежах Восточно-Европейской платформы // ПАЛЕОСТРАТ-2006. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 30 января 2006 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2006. С. 25–26.

25. Соловьев А.Н. Специализация и деспециализация в эволюции морских ежей // Современная палеонтология: классическая и нетрадиционная. Тезисы докладов 52 сессии Палеонтологического общества. 3–7 апреля 2006 г. СПб., 2006. С. 119–120.

26. Стрех А.С., Кабанов П.Б. Остракоды московского и касимовского ярусов южного крыла Московской синеклизы и их фациальное распределение // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. Третья всероссийская научная школа молодых ученых-палеонтологов (совместно с 46 Конференцией молодых палеонтологов МОИП). 3–5 октября 2006 г. Москва. Тезисы докладов. М.: Палеонтологический институт РАН, 2006. С. 67–69.

27. Kabanov P.B., Alekseev A. S., Baranova D.V., Goryunova R.V., Malkov V.G., Strezh A.S., Vachard

D. Cyclothems in Viséan, Serpukhovian, and Moscovian of central European Russia: an epicontinental-sea record of glacioeustasy // From platform to basin. Carboniferous conference Cologne, September 4–10, 2006. Program and abstracts. Kölner Forum für Geologie und Paläontologie. 2006. Bd. 15. P. 48–49.

28. *Menning M., Alekseev A.S., Chuvashov B.I., Davydov V.I. et al.* Global stratigraphic scale of the Carboniferous and regional stratigraphic scales of Central and West Europe, Central Russia, Donets, South China, and North America as used in the Devonian–Carboniferous–Permian Correlation Chart // From platform to basin. Carboniferous conference Cologne, September 4–10, 2006. Program and abstracts. Kölner Forum für Geologie und Paläontologie. 2006. Bd. 15. P. 83–85.

29. *Mitta, V.V., Scherzinger A.* New data on ammonites and stratigraphy of the uppermost Kimmeridgian – lowermost Volgian of the Middle Volga region (Russia) // Abstract volume of the 7th Intern. Congress on the Jurassic System. Krakow, 2006. *Volumina Jurassica*. 2006. Vol. IV. P. 191–192.

30. *Strezh A.S., Kabanov P.B., Alekseev A.S.* Ostracoda in the upper Moscovian and Kasimovian of central European Russia and their facies distribution // From platform to basin. Carboniferous conference Cologne, September 4–10, 2006. Program and abstracts. Kölner Forum für Geologie und Paläontologie. 2006. Bd. 15. P. 117.

31. *Mitta В.В.* Границы волжского яруса // ПАЛЕОСТРАТ-2007. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 29–30 января 2007 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2007. С. 17–18.

32. *Олферьев А.Г.* Основные закономерности строения юрских отложений Воронежской антеклизы и колебания уровня моря // ПАЛЕОСТРАТ-2007. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 29–30 января 2007 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2007. С. 19–20.

33. *Попов С.В., Невеская Л.А.* Колебания уровня моря и события в Средиземноморье и в Паратетисе в мессине // ПАЛЕОСТРАТ-2007. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 29–30 января 2007 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2007. С. 21–22.

34. *Соловьев А.Н.* Морские ежи в меловых отложениях Восточно-Европейской платформы // ПАЛЕОСТРАТ-2007. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 29–30 января 2007 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтологический ин-т РАН, 2007. С. 23–25.

35. *Joachimski M.M., Buggisch W., Alekseev A.S., Sevastopulo G., Morrow J.R.* Onset of the late Paleozoic glaciation: evidence from oxygen isotopes of conodont apatite // XVIth International Congress on the Carboniferous and Permian. June 21–24, 2007. Nanjing, China. Abstracts. *J. Stratigr.* 2007. Vol. 31. Suppl. 1. P. 149.

36. *Kabanov P.B., Alekseev A.S., Baranova D.V., Goryunova R.V., Goreva N.V., Lazarev S.S., Strezh A.S.* Glacioeustatic cycles and correspondent biotic changes in the Late Carboniferous epeiric succession of Moscow Basin // 2nd International Conference «Biosphere Origin and Evolution». Loutraki, Greece, 28.10–02.11, 2007. Abstracts.

37. *Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A.* The rate of ostracod assemblage dynamics – quick response to climate change // 9th International conference on paleoceanography. 3–7 September 2007. Shanghai, China. ICP9 Program and Abstracts. 2007. P. 212–213.

## Литература

*Гаврилов Ю.О., Копачевич Л.Ф.* О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратигр. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 4. С. 3–14.

*Buffetaut E.* Why the Maastrichtian regression did not cause terminal Cretaceous mass extinctions // *Mém. Soc. géol. France*. 1987. N.S. N 150. P. 75–80.

*Hallam A.* The case for sea-level change as a dominant causal factor in mass extinction of marine invertebrates // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. 1989. Vol. B325, N 1228. P. 437–455.

*Hallam A.* Phanerozoic sea level changes. New York, Columbia Univ. Press, 1992. 266 p.

*Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes // *Sea-level changes: An integrated approach*. Tulsa, SEPM, 1988. P. 71–108.

# БЕНТОС ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО БАССЕЙНА ЛЕДНИКОВОЙ ЭПОХИ И КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ: МОСКОВСКИЙ ЯРУС КАРБОНА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**П.Б. Кабанов, Д.В. Баранова**

Палеонтологический институт РАН, г. Москва

## Введение

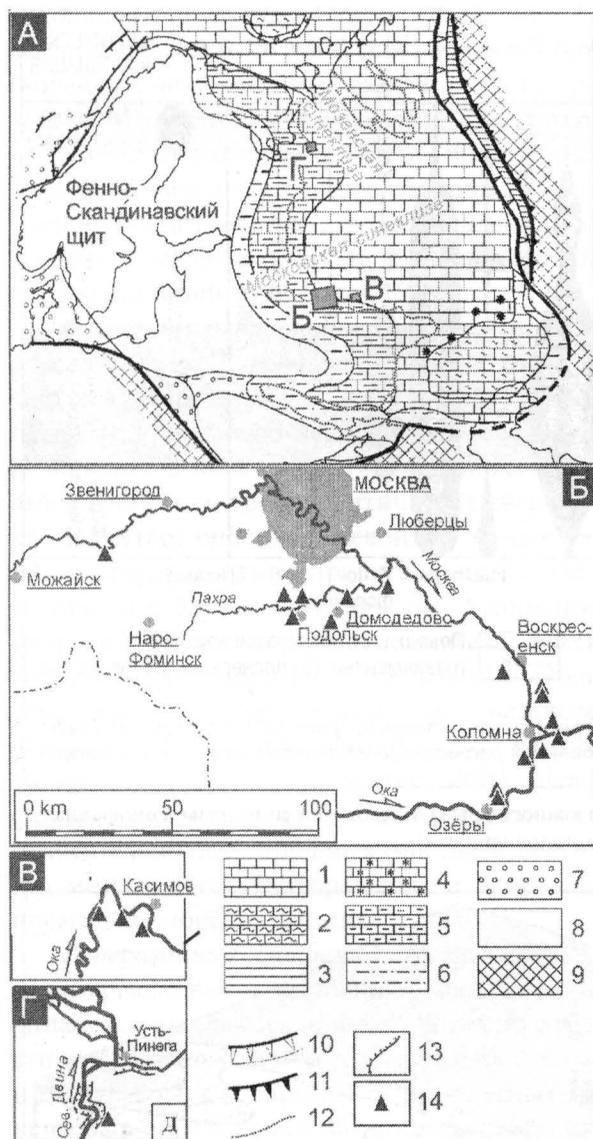
Верхний карбон (московский-гжельский ярусы) Восточно-Европейской платформы представлен толщей мелководно-морских преимущественно карбонатных осадков, накопившихся в обширном Московском эпиконтинентальном бассейне (рис. 1) в ледниковую эпоху, когда уровень моря в основном контролировался пульсациями объема покровного ледника Гондваны (Heckel, 1986, 1994; Veevers, Powell, 1987). В изученных разрезах, расположенных во внутренней части Московского палеобассейна (рис. 1), колебания уровня моря выражены в виде циклотем, или трансгрессивно-регрессивных секвенций, разделенных регионально прослеживаемыми субаэральными несогласиями (рис. 2). В фазы высоких стояний уровня моря достигались глубины, превышающие 50 м и, возможно, достигавшие 100 м (Кабанов, 2003; Кабанов и др., 2006; Кабанов, Баранова, 2007). Наиболее изучена последовательность циклотем подольского и мячковского горизонтов верхней части московского яруса. Данный интервал содержит 7 основных циклотем. Принимая длительность московского яруса в 5–7 млн лет (Menning et al., 2006) и допуская, что подольско-мячковский интервал составляет половину московской эпохи, средняя продолжительность накопления позднемосковской циклотемы оценивается в 0,36–0,5 млн лет, что близко к синхронным «главным циклотемам» демойнса и миссурия мидконтинента Северной Америки (Heckel, 1986, 1994) и периоду эксцентриситета земной орбиты Миланковича около 0.4 млн. лет (de Boer, Smith, 1994). Более кратковременные пульсации уровня моря нескольких порядков фиксируются по уровням промежуточного обмеления и эрозии в основных циклотемах (рис. 2) и ингрессивным мелководным слоям, которые во многих разрезах «расцепляют» основные субаэральные несогласия (Кабанов, Баранова, 2007). Имея детальную запись колебаний уровня моря в виде иерархической последовательности циклотем, мы ставим задачу выяснить

реакцию донного населения на эти колебания и другие аллогенные (внешние по отношению к экосистеме) факторы, определявшие характер и динамику изменения биоты в Московской эпиконтинентальном палеобассейне.

Распределение ключевых групп известковых микрофоссилий (водорослей, фузулинид, частично остракод) и других осадочных образований, являющихся индикаторами обстановок (микритизированные зерна, пелоиды, онкоиды, сингенетические морские цементы, различные группы биокластов) изучалось путем подсчетов в вертикальных сериях шлифов, покрывающих разрезы с интервалом в 0,1–0,5 м (Кабанов, 2003; Кабанов и др., 2006; Кабанов, Баранова, 2007). Подсчеты в шлифах велись на надвидовом уровне (в основном уровень рода для фузулинид и семейства для водорослей), поскольку случайные сечения в большинстве случаев до вида не определимы. Наиболее полные данные получены по домодедовской циклотеме разрезов Пески (Кабанов и др., 2006), Акишино и Домодедово, где в шлифах определялись мшанки, частично «мелкие фораминиферы» и остракоды. В этих разрезах детально изучено распределение конодонтов (Кабанов и др., 2006). Выводы по фациальной приуроченности конодонтов делаются также по многочисленным определениям из разных фаций с других уровней московского и касимовского ярусов (данные А.С. Алексеева). Распределение различных групп макрофоссилий оценивалось по многолетним качественным наблюдениям (Кабанов, 2003). Кроме того, количественная оценка была проведена в домодедовской циклотеме вышеупомянутых разрезов путем подсчета на надвидовом уровне скелетных остатков размером не менее 5 мм, определяемых в раздробленных образцах общим весом по 25 кг. Всего таким образом было обработано 43 образца.

## Функционирование бассейна

В позднекаменноугольную эпоху Московский бассейн находился в тропических и субтропических широтах северного полушария (Golo-



**Рис. 1.** А – Восточно-европейская платформа в московском веке карбона (Nikishin et al., 1996, с изменениями); Б–Г – положение изученных разрезов. Условные обозначения: 1 – преимущественно карбонаты; 2 – относительно глубоководные карбонаты, глины, и кремнистые сланцы; 3 – бассейны с океанической корой; 4 – карбонаты с органогенными постройками; 5 мелководные карбонаты и глины; 6 – мелководные пески и глины; 7 – континентальные пески; 8 – платформенные возвышенности; 9 – активные орогены; 10 – континентальные склоны; 11 – зоны субдукции; 12 – современная эрозионная граница московского яруса; 13 – естественные обнажения; 14 – карьеры

пка, Ford, 2000). Засушливый климат изученных территорий в московскую эпоху устанавливается по палеопочвам семиаридного-аридного облика с калькретами (Кабанов, 2005) и в некоторых случаях с палыгорскит-сепиолитовыми эпипедонами (Демкин и др., 2007). В пользу аридности также говорит полное отсутствие аллювиальных фаций в верхнемосковском интервале разреза и дефицит кластического матери-

ала в толщах циклотем (Кабанов, 2005). В этих условиях модель бассейна (рис. 3) предполагает наличие плотностной циркуляции по антиэстуариальному типу, когда поверхностные воды погружаются около берега, поскольку их соленость и вес повышаются вследствие испарения (Heckel, 1977; Witzke, 1984). Однако главным фактором, обеспечивавшим перемешивание водной толщи, были штормовые события (рис. 3), следы которых сохранились даже в наиболее глубоководных фациях в виде темпеститов (Kabanov, 2003). Эти факторы предотвращали стратификацию водной толщи и обеспечивали кислородом глубокие участки дна, что позволяло бентосу колонизировать весь спектр донных обстановок (рис. 2).

### Изменения уровня моря и бентосные сообщества.

**Обстановки морского карбонатакопления.** Описать изменения бентосных ориктоценозов в зависимости от колебаний уровня моря и изменения обстановок помогает концепция фотозойных и гетерозойных (или форамольных и хлорозойных) обстановок карбонатакопления (обзор в James, 1998). Фотозойные карбонаты образуются на теплых мелководьях (температуры минимум 14–15° С и среднегодовая 23° С) с хорошо освещенным дном; обеспечивающим интенсивные фототрофные процессы. Олиготрофные условия способствуют процветанию бентосных известковых фототрофов. Типичные продукты фотозойной обстановки – разнообразные, в основном микритовые, продукты микробной органо- и биоминерализации, ооиды, пелоиды, микритизированные зерна. Характерно обилие и разнообразие зеленых водорослей, крупных симбионтсодержащих фораминифер и герматипных метазой с массивными скелетами. По мере увеличения глубины, затенения дна и уменьшения температуры придонной воды устанавливается гетерозойная ассоциация бентоса, в которой отсутствуют известковые зеленые водоросли и не образуются несkeletalные микриты (ооиды, микритизированные зерна и родственные образования). Могут быть обильны багрянки со скелетным обызвествлением и разнообразные Metazoa, как правило лишённые симбиотических водорослей. Характерно обилие и разнообразие моллюсков, иглокожих и мшанок. Каждая из двух главных обстановок вмещает различные современные и ископаемые ассоциации бентоса («биофации»). Примерами фотозойных фаций являются хлоральговая (зеленоводорослевая), оопелоидная (ооидно-



Рис. 2. Строение обобщенной позднемосковской циклотемы южного крыла Московской синеклизы и биофацальные показатели колебаний уровня моря (Kabanov, Varanova, 2007, с дополнениями)

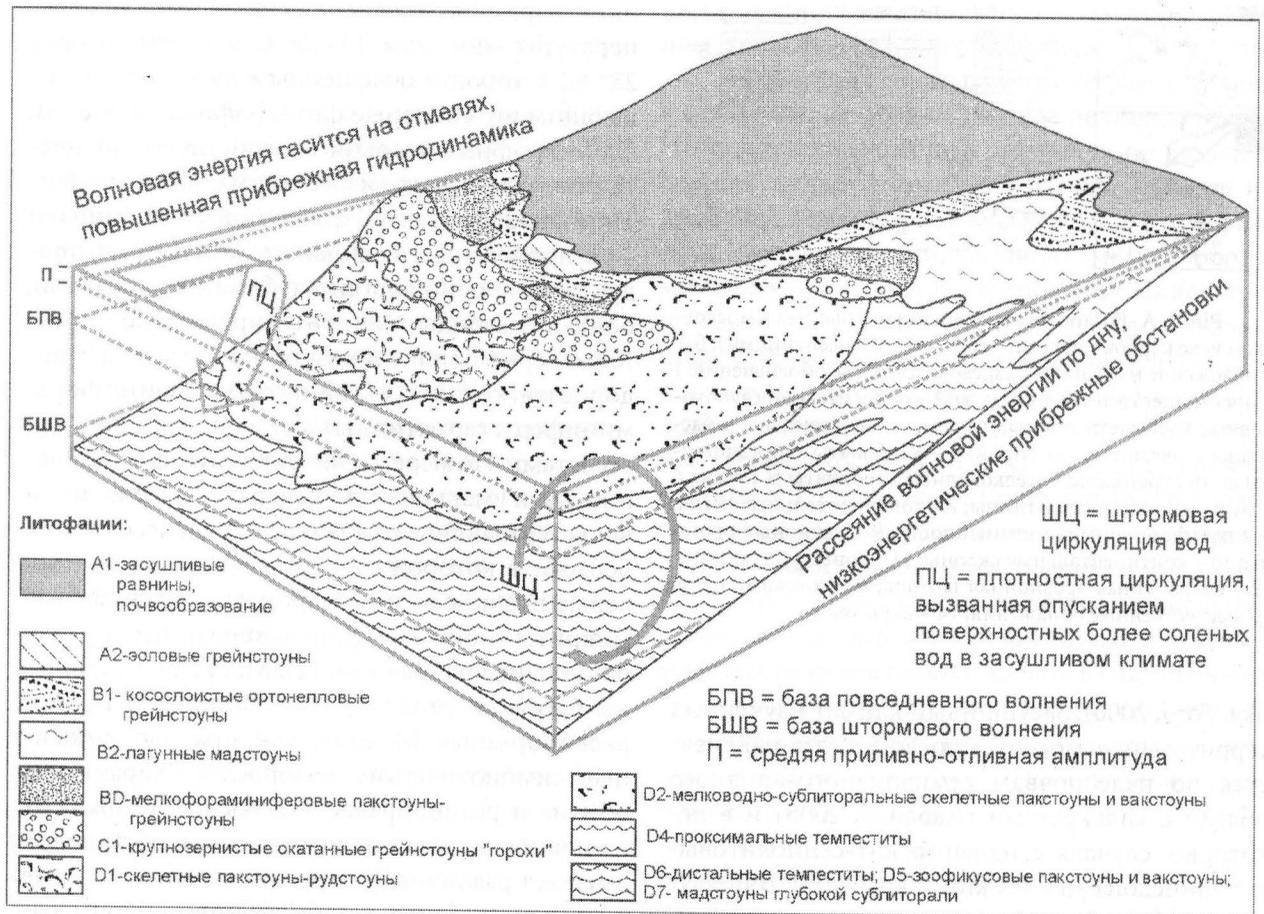


Рис. 3. Фациальная модель для южного крыла Московской синеклизы и Окско-Дзинского вала (Kabanov, 2003, с небольшими изменениями)

пелоидная), фузулинальговая (физулинидно-зеленоводородослевая), рудистовая и коралльговая (кораллово-водородослевая) биофации. К гетерозойной относится молефоровая (моллюско-иглокожно-фораминиферовая), бриомоловая (мшанково-моллюсковая), брионодермовая (мшанково-иглокожная), форамольная (фораминиферо-моллюсковая) и родальговая (багрянковая) биофации (James, 1998).

**Фотозойные биофации** в изучаемом палеобассейне (рис. 2) устанавливаются по обилию сифоней («филлоидных водорослей») трибы *Ivanovia* и развитию несkeletalного микробного микрита в виде микритизированных зерен, заполнений в микроэндолитических сверлениях, цементов, онкоидов, пелоидов. Среди фораминифер устойчиво присутствуют *Staffellidae*, иногда в большом количестве. Ассоциации макробентоса изменчивы и достигают максимального разнообразия в мелководно-сублиторальных пакстунах-рудстоунах (например фации «кораллово-фораминиферовой толщи»; Раузер-Черноусова, Рейтилингер, 1954). Штаффеллидно-ивановиевая ассоциация развита в относительно олиготрофных (чистые известняки) мелководно-сублиторальных и отмельных нормально-морских фациях.

**Гетерозойные биофации** устанавливаются на интервалах высоких стояний уровня моря (*highstands*) и отделяются от фотозойных по редкости или даже отсутствию обломков филлоидных и дазикладовых водорослей и несkeletalных микритовых образований. Как правило, фотозойные фации более глинисты (что указывает на более эвтрофную среду) и более илистые, содержат следы частых штормовых пертурбаций. Характерны следы *Zoophycos* (создают зоофикусовую текстуру), обилие и разнообразие конодонтов, пельматозойных иглокожих (*Echinoidea*, *Crinoidea*), фенестеллидных мшанок, толстораковинных брахиопод и одиночных ругоз. Различные «гиалиновые» известковые водоросли и водорослеподобные проблематики (*Donezella*, *Anthracoporellopsis*, *Stacheinaceans* etc.) иногда многочисленны, однако на уровнях максимального затопления (например верхнещуровские темпеститы) становятся редки (Kabanov, Varanova, 2007). Позднемосковские гетерозойные фации можно определить как «иглокожно-зоофикусовые». Вероятно, при дальнейшем изучении можно будет выделить разновидности гетерозойной ассоциации, такие как брахиоподово-иглокожные, мшанковые, тетракоралловые (с обильными одиночными ругозами) и т. д.

**Микеллово-ортонелловые биофации** характерны резким обеднением комплексов макро- и микрофоссилий. Устойчиво и в больших количествах присутствуют цианобактериальные желвачки рода *Ortonella*, один вид брахиопод *Meekella eximia* (Eichw.), монотонные фенестеллиды и особый обедненный комплекс гастропод с *Microdoma pagoda* (Maz.). Из фузулинид в данных обстановках, по-видимому, могли выживать лишь мелкие шубертеллидные формы. Микеллово-ортонелловые «биофации» устанавливаются в краевых фациях изучаемого палеобассейна – в мелководных лагунных мадстоунах, литоральных ламинитах и косослоистых грейнстоунах (Kabanov, 2003; Кабанов и др., 2006).

### Неравномерность распределения и эврибионтность бентоса

Фотозойные и гетерозойные ассоциации известкового бентоса различаются, главным образом, по исчезновению в последних остатков эвфотических фототрофов, таких как ивановиевые «филлоидные водоросли», дазикладовые водоросли (которые в целом редки в данном палеобассейне) и продукты микритизации. Последние связаны с особыми эвфотическими микробными сообществами, разрушающими карбонатные осадочные частицы (Kabanov, 2003). Практически все другие представители макро- и макробентоса, менее зависимые от света, встречаются в разных количествах в очень широком спектре фаций, который можно назвать нормально-морским или «хориститовым» (Kabanov, 2003; Кабанов и др., 2006). Лишь в краевых лагунных и литоральных обстановках, подверженных периодическим осушениям и резким колебаниям температуры и солености, хориститовые комплексы сменяются особой микеллово-ортонелловой ассоциацией (рис. 2; Кабанов и др., 2006).

Лоскутность распределения и эврибионтность бентоса демонстрируется на примере фузулинид (рис. 4, 5), по которым обработан наиболее представительный материал (687 шлифов площадью не менее 10 см<sup>2</sup> каждый), охватывающий весь спектр позднемосковских фаций южного крыла Московской синеклизы и Окско-Цнинского вала. На рис. 4 и 5 видно, что большинство родов «рассеяно» по нормально-морскому спектру фаций. При этом встречаемость родов в каждой группе литофаций, в основном, очень неравномерная, «мелькающая», о чем свидетельствуют доверительные интервалы, превышающие средние значения. Об отно-

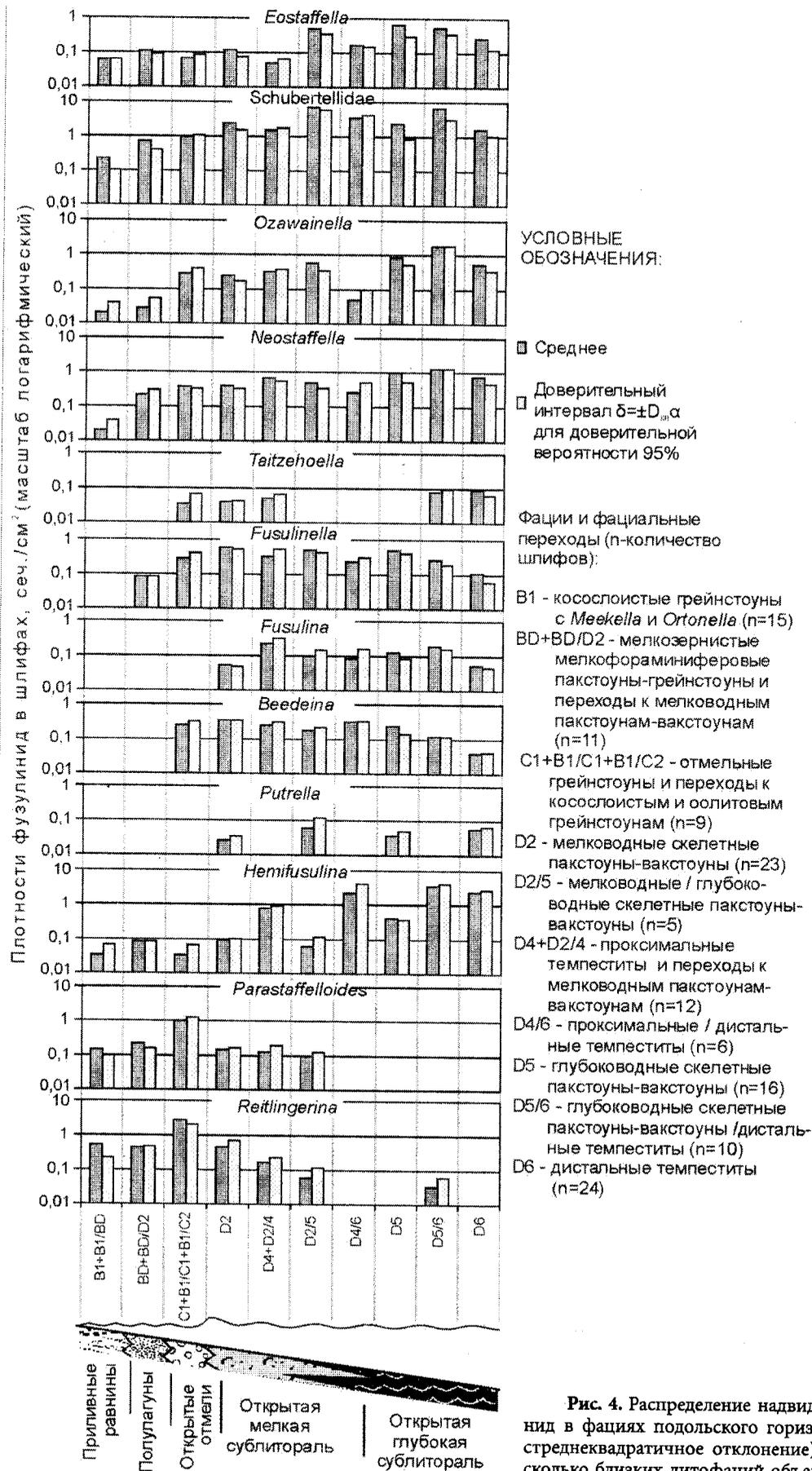


Рис. 4. Распределение надвидовых таксонов фузулинид в фашиях подольского горизонта (D = стандартное среднеквадратичное отклонение). Здесь и на рис. 5 несколько близких литофашии объединяются в случае, если выборки по каждой из объединенных литофашии недостаточны

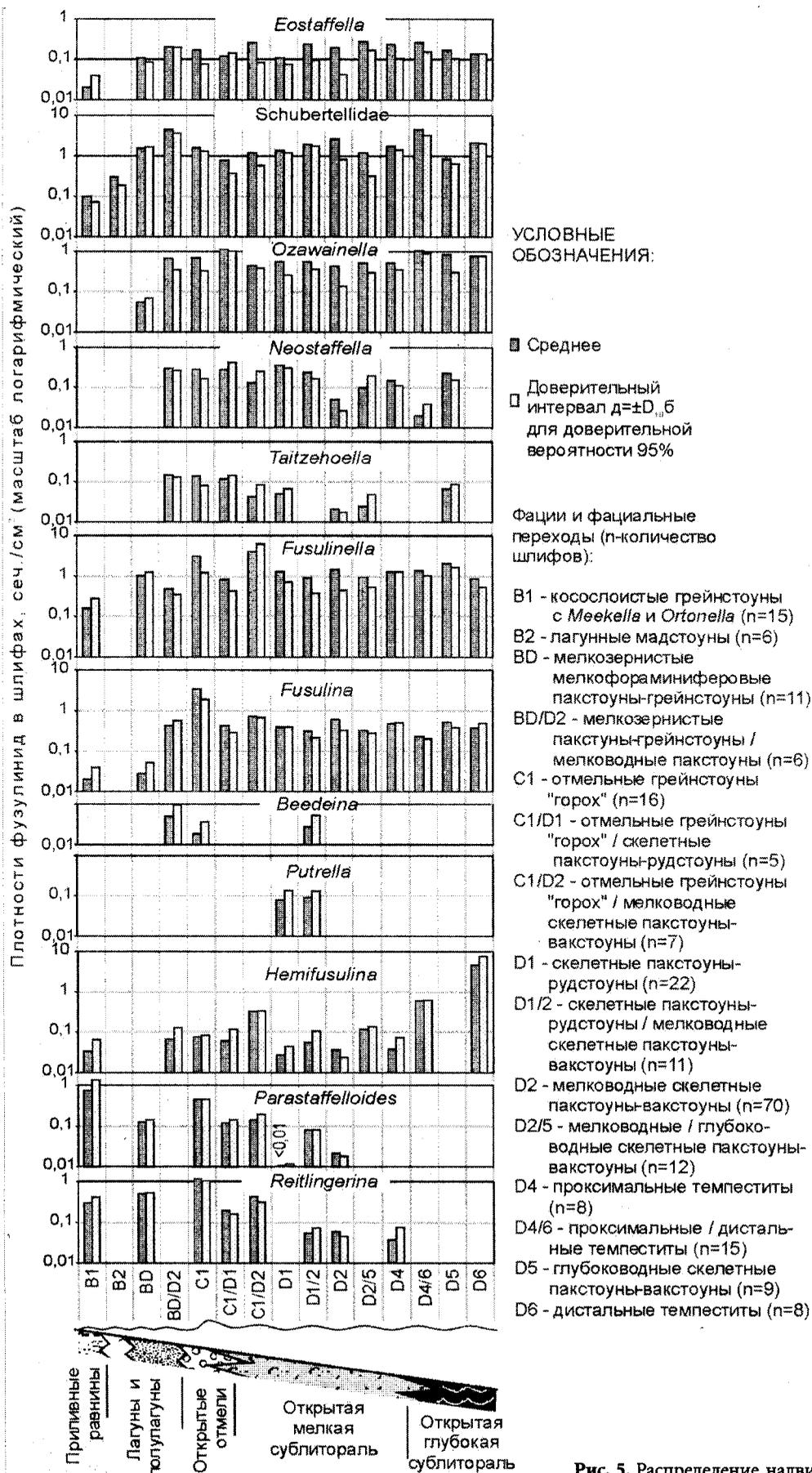


Рис. 5. Распределение надвидовых таксонов фузулинид в фациях мячковского горизонта (пояснения см. на Рис. 4)

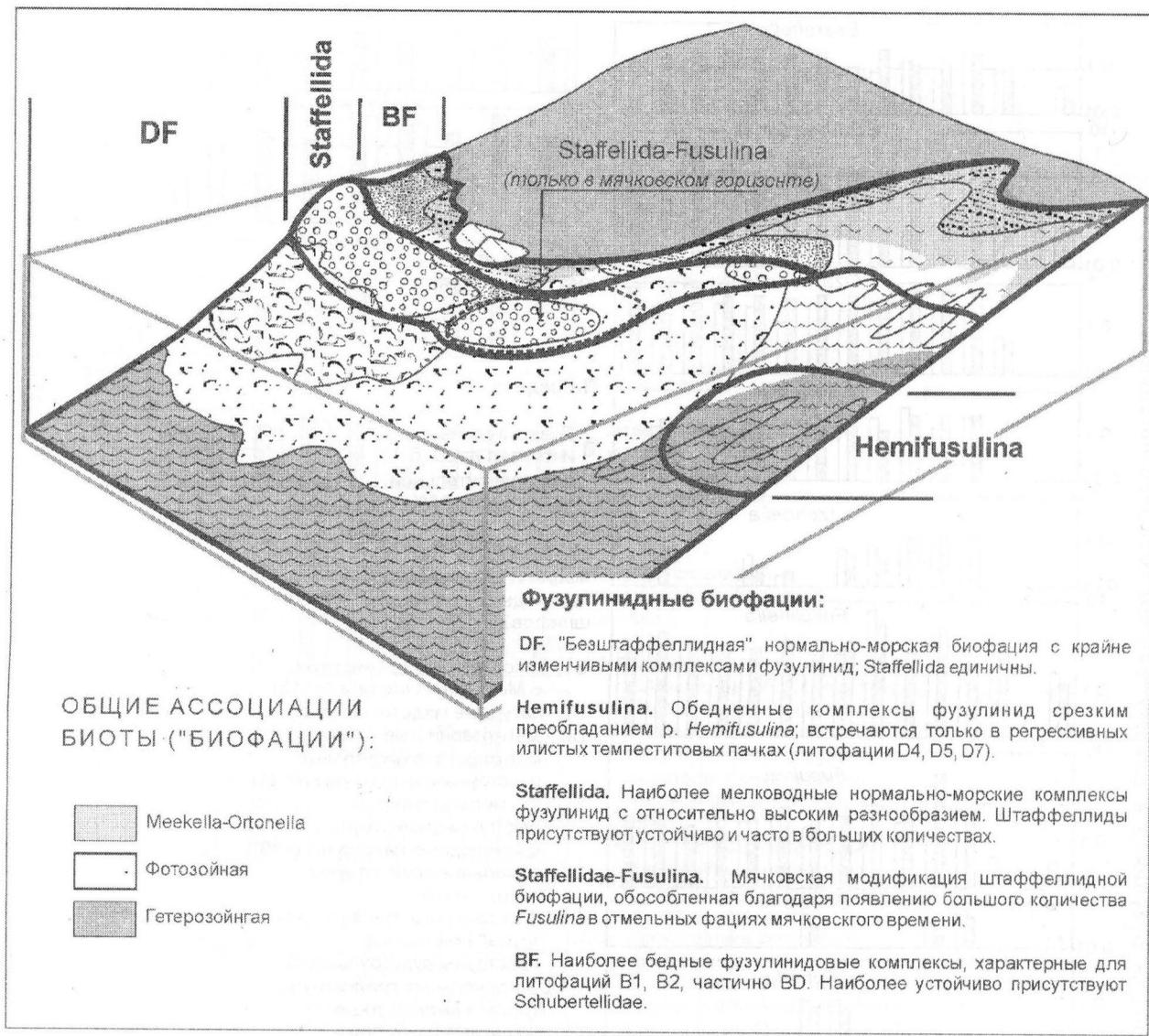


Рис. 6. Фузулинидовые биофаии на фаиальной модели бассейна (индексы и названия литофаии см. на рис. 3)

сительно устойчивом присутствии таксона в данной фаии (или группе фаии) можно говорить лишь, когда доверительный интервал меньше среднего. Только штаффеллиды показывают четкую приуроченность к мелководным, преимущественно фотозойным фаиям, определяя фузулинидовую биофаию Staffellida (рис. 6). В гетерозойных ассоциациях (литофаии D5, D6, D7) штаффеллиды крайне редки, возможно аллохтонны (Рис. 4, 5). Наиболее толерантной группой оказываются шубертеллиды (мелкие примитивные фузулиниды родов *Fusiella* и *Schubertella*), устойчиво присутствующие даже в микеллово-ортонелловых фаиях. В нормально-морских сублиторальных фаиях роды фузулинид распределены крайне неравномерно. Представители рода *Hemifusulina* иногда создают массовые скопления в проксимальных

темпеститах (D4) и смежных литофаиях. Эта устойчивая ассоциация, обедненная другими родами фузулинид, выделяется как биофаия Hemifusulina (рис. 6, 7). Других устойчивых ассоциаций фузулинид в изменчивом поле нормально-морских сублиторальных фаии не выявлено.

#### Факторы, контролирующие бентосные сообщества

Большинство надвидовых таксонов фузулинид имеют очень широкое и неравномерное распределение в фаиальном спектре изучаемого палеобассейна. Сходный характер распределения имеет абсолютное большинство других групп. Распределение брахиопод не показывает каких-либо явных предпочтений в пределах «хориститового» нормально-морского спектра фаии (Kabanov, 2003; Kabanov и др., 2006): Микел-



Московском палеобассейне относительно редки, тонки и просто устроены. Единственными органогенными постройками являются низкие и просто устроенные биостромы, состоящие из ивановиевых водорослей и микробного микрита (Кабанов, 2003).

Перечисленные черты показывают, что донная среда изучаемого бассейна была крайне нестабильной, а развитие и расселение бентоса находилось под жестким контролем аллогенных факторов. С одной стороны, антиэстуариевая конвекция и поверхностный (ветровой) набеговой нагон обеспечивали кислородом глубокие участки дна, что позволяло бентосу заселять весь спектр глубин (рис. 3). С другой стороны, штормовое вспахивание дна подавляло развитие аутигенных сукцессий (неразвитость обрастателей и органогенных построек), а штормовые течения разносили личинки и взрослые особи в самые разные обстановки, поддерживая таким образом пионерное (колонизационное) состояние сообществ, определяя их лоскутность и крайне широкое фациальное распространение. Такие условия были благоприятны для оппортунистов и r-стратегов. Гидродинамическая нестабильность бассейна усугублялась быстрыми изменениями уровня моря, происходившими со скоростями, близкими к изменениям уровня моря четвертичного времени и голоцена.

Работа поддержана проектом «Эвстатические колебания уровня моря и реакция на них морской биоты» в рамках программы Президиума РАН № 18 «Происхождение и эволюция биосферы», а также РФФИ, проект № 07-05-00737.

## Литература

Демкин В.А., Гугалинская Л.А., Алексеев А.О. и др. Палеопочвы как индикаторы эволюции биосферы (В.Н. Кудеяров, ред.). М.: НИА-Природа, Фонд «Инфосфера», 2007. 282 с.

Кабанов П.Б. Следы наземной биоты в палеопочвах верхнемосковского подъяруса центра и севера Европейской России // Палеонтол. журн. 2005. № 4. С. 33–45.

Кабанов П.Б., Алексеев А.С., Баранова Д.В. и др. Изменения ориктоценозов в одной эвстатической циклотеме: домодедовская свита Песковских разрезов (карбон, московский ярус) // Палеонтол. журн. 2006. № 4. С. 1–17.

Раузер-Черноусова Д. М., Рейтлингер Е. А. Биостратиграфическое распределение фораминифер в среднекаменноугольных отложениях южного крыла Подмосковной котловины // Региональная стратиграфия СССР. 1954. Т. 2 С. 7–120.

Boer P.L. de, Smith D.G. Orbital forcing and cyclic sequences // de Boer P.L., Smith D.G. (eds.). Orbital forcing and cyclic sequences. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 1994. N 19. P. 1–14.

Golonka J., Ford D. Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2000. Vol. 161. P. 1–34.

Heckel P.H. Origin of phosphatic black shale facies in Pennsylvanian cyclothems of Midcontinent North America // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1977. V. 61. P. 1045–1068.

Heckel P.H. Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along midcontinent outcrop belt, North America // Geology. 1986. Vol. 14. P. 330–334.

Heckel P.H. Evaluation of evidence for glacial-eustatic control over marine Pennsylvanian cyclothems in North America and consideration of possible tectonic effects // Tectonic and eustatic controls on sedimentary cycles. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 1994. N 4. P. 65–87.

James N.P. The cool-water carbonate depositional realm / James N.P., Clarke J.A.D. (eds). Cool-Water Carbonates // Soc. Sediment. Geol. Spec. Publ. 1998. N 56. P. 1–20.

Kabanov P. The Upper Moscovian and basal Kasimovian (Upper Carboniferous) of central European Russia: facies, subaerial exposures, and depositional model // Facies. 2003. Vol. 49. P. 243–270.

Kabanov P., Baranova D. Cyclothems and stratigraphy of the Upper Moscovian – basal Kasimovian succession of central and northern European Russia // Wong Th.E. (ed.). Proc. 15 Int. Cong. Carbonif. Perm. Amsterdam: Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, Edita-KNAW, 2007. P. 147–160.

Menning M., Alekseev A.S., Chuvashov B.I. et al. Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian–Carboniferous–Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003) // Palaeogeogr., Palaeoclimat. ol., Palaeoecol. 2006. Vol. 240. P. 318–372.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A. et al. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 23–63.

Veevers J.J., Powell C.M. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica // Geol. Soc. Amer. Bull. 1987. Vol. 98. P. 475–487.

Witzke B.J. Models for circulation patterns in epicontinental seas applied to Paleozoic facies of North America Craton // Paleooceanography. 1987. Vol. 2. P. 229–248.

# ИЗМЕНЕНИЯ РАЗНООБРАЗИЯ ПЕРМСКИХ БРАХИОПОД ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ФОНЕ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ

Г.А. Афанасьева

Палеонтологический институт РАН, г. Москва

Анализ изменения разнообразия брахиопод Восточно-Европейской платформы на протяжении перми показал, что оно менялось в основном синхронно с колебаниями уровня моря в отличие от такового у каменноугольных представителей типа, для которых на данной территории было отмечено обратное соотношение скорости изменения родового состава и частоты эвстатических флюктуаций. При одинаковой глубине на состав и изменчивость брахиоподовых комплексов влияли также плотность грунта, соленость и подвижность воды.

Из пермских отложений (ассельский – уржумский ярусы) Восточно-Европейской платформы известны представители около 80 родов и более 150 видов замковых брахиопод из отрядов Productida, Spiriferida, Chonetida, Strophomenida, Athyridida, Rhynchonellida, Terebratulida, а также четырех родов и четырех видов беззамковых брахиопод из отрядов Lingulida и Craniida (см. таблицу).

В начале ранней перми преобладало медленное карбонатное осадконакопление, начавшееся в карбоне. Существовал единый бассейн, имевший некоторый обмен фауной с северными районами Тетической области. В основном наследовался и родовый состав брахиопод.

В ассельский век из карбона перешли роды *Derbya*, *Neochonetes*, *Chonetinella*, *Quadrochonetes*, *Krotovia*, *Juresania*, *Linoproductus*, *Reticulatia*, *Neospirifer*, *Spiriferella* и др.

Родовой состав брахиопод сакмарского века был также в основном унаследован из карбона, но по сравнению с ассельским веком число родов сокращается, а их географическое распространение сужается.

В артинском веке произошло обновление родового состава брахиопод, связанное с трансгрессией и крупной палеогеографической перестройкой. Карбонатный тип осадконакопления сменился на преимущественно терригенный и терригенно-карбонатный. В обновленном типе фауны заметную роль играли мигранты. Впервые появляются роды *Chonetina*, *Dyoros*, *Svalbar-*

*dia*, *Arctochonetes*, *Megousia*, *Waagenoconcha*, *Svalbardoproductus*.

В кунгурском веке в связи с обмелением морского бассейна образуются лагуны и заливы, северные районы изолируются от южных. Только на севере морской бассейн сообщался с арктическими районами, что проявилось в близости состава брахиопод. Кроме того, отмечены роды, общие с Нотальной областью, имевшие, возможно, биполярное распространение. В условиях мелководья в основном существовали роды, появившиеся в артинском веке и ранее.

В уфимское время произошла регрессия. Начал преобладать смешанный терригенно-карбонатный тип седиментации и его цикличность, характерные и для более молодых казанского и уржумского веков. Устойчивый морской режим сохранялся лишь на севере. В первой половине века в северных районах отлагалась терригенная толща морского генезиса. Состав брахиопод обновился. Впервые встречены роды *Glabrichonetina*, *Burovia*, *Pleurohorridonia*, *Sowburia*, *Cancrinella*, *Anemonaria*, *Spitzbergenia*, *Pleurohorridonia*, *Muirwoodia*. Во второй половине века преобладали континентальные отложения.

В казанском веке произошла новая трансгрессия. Родовой состав брахиопод в целом расширился. Появляются роды *Pinegochonetes*, *Craspedalosis*, *Sphenosteges*, *Wimanoconcha*, *Stepanoviella*, *Licharewia*, *Kaninospirifer*, *Permochonetes*, *Tumarinia*, *Pinegathyris*, *Baitugania*, *Beecheria*, *Gruntelasma*, *Grigorjevelasma*, *Sokelasma*. Наиболее обильно брахиоподы представлены в нижней части яруса, а в верхней их родовой состав сокращается.

На протяжении раннеказанского времени в Волжско-Камском районе отмечены многократные ритмичные колебания уровня моря. Море трижды наступало и отступало, значительно сокращаясь и мелея. При этом смена брахиоподовых комплексов происходила синхронно с этими колебаниями. С наступлением моря была связана наиболее богатая и разнообразная фауна брахиопод, а с отступлением и обме-

ТАБЛИЦА

Распространение родов брахиопод в перми Восточно-Европейской платформы с указанием числа видов для каждого века

Названия родов	ярусы						
	ассельский	сакмарский	артинский	кунгурский	уфимский	казанский	уржумский
Lingula						1	
Orbiculoidea						1	
Crania		1					
Acanthocrania		1					
Enteletes	1						
Orthotichia	1						
Meekella	2						
Streptorhynchus						2	
Arctitreta					2		
Orthotetes	1		1				
Derbyia		1					
Neochonetes	1		1				
Chonetinella	1						
Dyoros			1			1	
Quadrochonetes			1	1			
Svalbardia					1		
Chonetina			1				
Glabrichonetina					1		
Pinegochonetes						1	
Kaninochonetes							1
Craspedalosis						2	
Aulosteges						3	
Sphenosteges						1	
Anemonaria					1	1	
Burovia					3		
Kutorginella	1	1					
Svalbardoproductus		1	1				
Horridonia		1	2	3			
Pleurohorridonia					1		
Sowbina		1					
Sowburia					1		
Wimanoconcha						1	
Bailliena		1					
Chaoiella	3	1					
Reticulatia	1			1			
Kozlowskia	1						
Yakovlevia				3	1		
Muirwoodia					1		1
Pseudohorridonia					1		
Kochiproductus	2			1			
Krotovia	1						
Bathymyonia					1		
Juresania		1					
Waagenoconcha	1		1				

Названия родов	ярусы						
	ассельский	сакмарский	артинский	кунгурский	уфимский	казанский	уржумский
Linoproductus	3						
Anidanthus			4				
Schrenkiella		1					
Spitzbergenia					1		
Globiella						1	
Stepanoviella						2	
Megousia			1		1		
Grandaurispina							
Cancrinella	1				3	4	
Cancrinelloides					1		
Terrakea						2	
Septacamera	1						
Camerisma	1						
Rhynchopora		1	1				
Neospirifer		1					
Kaninospirifer						3	1
Spiriferella		2	2				
Trautscholdia	1						
Brachithyrina	2						
Timaniella					1		
Arcullina			1		2		
Licharewia						7	
Permospirifer						2	
Tumarinia						1	
Spiriferinella		2	2				
Crurithyris	1	1					
Phricodothyris	2						
Laioporella	1						
Callispirina	1						
Pinegathyris				2		5	
Bajtugania						1	2
Cleiothyridina						3	
Beecheria						1	
Gruntelasma						1	
Grigorjevelasma						1	
Sokelasma						1	

лением – отчетливо обедненная. Установлены три цикла осадконакопления – байтуганский, камышлинский и барбашинский, в каждом из которых в свою очередь выделяются элементы, соответствующие началу, продвижению и спаду трансгрессии. Первый, нижний элемент сложен глинами и глинистыми мергелями с обедненной морской фауной. Характерно наличие многочисленных экземпляров рода *Lingula*. Могут присутствовать также мелкорослые *Lichar-*

*ewia*, *Cleiothyridina* и *Beecheria*. Второй элемент представлен отложениями относительно более глубокого моря – мергелями и доломитами с более разнообразной фауной. Здесь найдены *Licharewia*, *Aulosteges*, *Cancrinella*, *Cleiothyridina*, *Beecheria*. Третий элемент слагают известняки и доломиты, которые образовались во время максимального расширения и углубления бассейна, с богатой фауной, состоящей из крупных *Licharewia*, *Aulosteges*, *Stepanoviella*, *Punctospirif-*

*er, Cleiothyridina, Beecheria*. Четвертый элемент цикла состоит из мергелей, местами с прослоями известняков с постепенно обедняющейся кверху фауной, образовавшихся, по-видимому, при прогрессирующем сокращении бассейна, в котором существовали *Licharewia, Aulosteges, Stapanoviella, Beecheria*. Представители рода *Licharewia*, существовавшие во время затрудненной связи с открытым морем (второй и четвертый элементы циклов), характеризуются мелкорослостью и наибольшей изменчивостью, которая свойственна особям, обитавшим на разных грунтах и при различной подвижности воды, и, возможно, была связана с воздействием солености, отклоняющейся от нормально морской.

В разрезе уфимско-казанских отложений полуострова Канин выделяются 8 полных циклов осадконакопления, но цикличность в развитии брахиопод остается неясной.

В уржумское время брахиоподы существовали в условиях накопления циклически чередующихся песчано-алевролитовых и глинисто-карбонатных отложений. Их родовой состав резко сократился по сравнению с казанским веком. Появился только один новый род – *Kaninochonetes*. На протяжении уржумского века изменение уровня моря отмечено на трех рубежах, однако, конкретные данные о смене состава брахиопод на этих рубежах отсутствуют.

Татарские морские отложения в виде отдельных прослоев среди континентальных осадков на территории Восточно-Европейской платформы распространены очень ограничено. В них изредка встречаются единичные представители родов *Aulosteges* и *Megousia*.

Таким образом, в перми Восточно-Европейской платформы наблюдается синхронность изменения разнообразия брахиопод и колебаний уровня моря. Наиболее отчетливо эта связь наблюдается в казанском веке, когда цикличности осадконакопления соответствует последовательность смены брахиоподовых комплексов.

Работа выполнена в рамках программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы», подпрограмма II.

## Литература

Атлас каменноугольной и пермской фауны Самарской Луки. Казань. Изд-во Казанского ун-та. 1986. 189 с.

Афанасьева Г.А. *Pinegochonetes* – новый род хонетид (брахиоподы) из казанского яруса Севера Русской платформы // Палеонтол. журн. 2000. № 3. С. 58–61.

Афанасьева Г.А. Новые хонетиды (*Brachiopoda*) из уфимского яруса верхней перми полуострова Канин // Палеонтол. журн. 2004. № 1. С. 34–36.

Бархатова В.П. Биостратиграфия карбона и нижней перми Северного Тимана. Л.: Недра, 1970. 228 с. (Тр. Всес. нефт. н.-и. геол.- разв. ин-та. Вып. 283).

Биота востока Европейской России на рубеже ранней и поздней перми. М.: ГЕОС, 1998. 355 с.

Верхняя пермь полуострова Канин. М.: Наука, 2006. 213 с.

Григорьева А.Д. Продуктиды казанского яруса Русской платформы и условия их существования. М.: Наука, 1962. 86 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 92).

Григорьева А.Д. О некоторых брахиоподах казанского яруса // Палеонтол. журн. 1967. № 3. С. 61–75.

Грунт Т.А. Атирииды Русской платформы. М. Наука. 1980. 164 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 182).

Грунт Т.А. Глобальная и восточноевропейская ярусные шкалы пермской системы: возможности применения в пределах внетропических зон осадконакопления // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 41–35.

Калашников Н.В. Фауна пермских отложений юго-восточной части полуострова Канин // Материалы по геологии и петрографии Тимана и полуострова Канин. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 44–61.

Калашников Н.В. Брахиоподы верхнего палеозоя Европейского Севера СССР. Л.: Наука, 1980. 136 с.

Калашников Н.В. Брахиоподы // Атлас характерных комплексов пермской фауны и флоры Урала и Русской платформы. Л.: Недра, 1986. С. 29–30 (Тр. Всес. геол. ин-та. Нов. сер. Вып. 331).

Калашников Н.В. Брахиоподы перми Европейского Севера России. СПб.: Наука, 1993. 113 с.

Калашников Н.В. Обмен сообществами пермских брахиопод между Бореальной и Тропической биогеографическими областями // Экостратиграфия и ископаемые сообщества палеозоя и мезозоя Европейского Северо-Востока. Сыктывкар, 1995. С. 60–69. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ РАН. Вып. 86).

Калашников Н.В. Спирифериды перми Европейского Севера России. М.: ГЕОС, 1998. 137 с.

Котляр Г.В. Опорные корреляционные уровни пермской системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 2. С. 35–50.

Куликов М.В. О расселении и условиях обитания фауны в северной части казанского моря // Биостратиграфич. сборник. Вып. 5. Л.: 1974. С. 138–153. (Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер. Т. 182).

Лазарев С.С. Брахиоподы трибы *Horridonini* (отряд *Productida*). 2. Эволюция и система // Палеонтол. журн. 2005. № 2. С. 42–50.

Лихарев Б.К. Материалы к познанию фауны верхнепермских отложений Северного края // Тр. Главн. геол.-разв. упр. 1931. Вып. 71. С. 1–142.

Лихарев Б.К. Класс *Brachiopoda* // Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. М.-Л., 1939. Т. 6. Пермская система. С. 76–121.

Молин В.А., Калашиников Н.В., Колода Н.А., Мельникова С.О. Новые данные по палеонтологической характеристике верхнепермских отложений полуострова Канин. Сыктывкар, 1983. 82 с. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 43).

Нельзина Р.Е. Брахиоподы, двустворчатые моллюски и гастроподы средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений бассейна р. Пинеги // Новые данные по геологии и стратиграфии северо-запада РСФСР. 1977. Вып. 6. С. 81–91.

Осипова А.И., Слюсарева А.Д. Казанские отложения по рекам Пинеги и Кулою и их сопоставление с отложениями Вятского вала и Волжско-Камского района // Изв. Высш. школы. Геология и разведка. 1958. № 8. С. 15–29.

Сарычева Т.Г., Сокольская А.Н. Определитель палеозойских брахиопод Подмосковной котловины. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 306 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 38).

Слюсарева А.Д. Спирифериды казанского яруса Русской платформы и условия их существования. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 119 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 80).

Смирнова Т.Н. Нижнеказанский (верхняя пермь) комплекс теребратулид семейства *Weesheriidae* fam. nov. востока Русской платформы // Палеонтол. журн. 2004. № 2. С. 50–54.

Смирнова Т.Н., Мадисон А.А., Есаулова Н.К. Новые теребратулиды (брахиоподы) из нижнеказанских отложений (верхняя пермь) востока Русской платформы // Палеонтол. журн. 2004. № 1. С. 37–42.

Степанов Д.Л., Куликов М.В., Султанаев А.А. Стратиграфия и брахиоподы верхнепермских отложений полуострова Канин // Вестник ЛГУ. 1975. № 6. С. 51–65.

Устрицкий В.И. О биполярности фаун позднего палеозоя // Палеонтол. журн. 1974. № 2. С. 33–37.

Форш Н.Н. Стратиграфия и фации казанского яруса Среднего Поволжья // Л., 1951. С. 34–80 (Тр. ВНИГРИ. Вып. 45).

Фредерикс Г.Н. Фауна пермских отложений полуострова Канин // Труды Арктического ин-та. 1934. Т. 13. С. 5–42.

# МЕЛОВЫЕ МШАНКИ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ РАЗВИТИЯ В МОРЯХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**Л.А. Вискова**

Палеонтологический институт РАН, г. Москва

Происшедшая в средней юре первая крупная радиация мшанок после пермско-триасового кризиса (Вискова, 2006 а, б; 2007 а, б; Walter, 1969; Jablonski et al., 1997 и др.) явилась началом последовательного увеличения их разнообразия вплоть до конца позднемеловой эпохи. Только в геократических условиях поздней юры и раннего мела темпы эволюции мшанок были не высокими. Но в позднем мелу наступила их значительная диверсификация (Морозова, Вискова, 1977). Ее можно объяснить как внешними, так и внутренними факторами. К первым следует отнести влияние эвстатических колебаний уровня Мирового океана и оптимальные условия жизни в морских бассейнах во время обширных трансгрессий (появление новых экологических ниш, повышение температуры вод, обилие пищевых ресурсов и т.д.). Внутренние факторы прежде всего связаны с потенциальными возможностями самих мшанок, которые заложены в их колониальной организации (Вискова, 1998).

В обширных и теплых эпиконтинентальных морях позднего мела продолжали развиваться мшанки двух классов – *Stenolaemata* и *Eurystomata* (здесь и далее использована система Л.А. Висковой, 1992). На фоне не прерывающейся радиации перешедших из юры мшанок трех отрядов первого класса – *Tubuliporida*, *Cerrioporida*, *Melicerititida* и трех отрядов второго – *Vesiculariida* и *Alcyonidiida* (= *Stenostomata*) и *Membraniporida* происходило становление и развитие новых отрядов эвристомных мшанок: *Flustrida*, *Eurysomellida*, *Cribrilina*, *Microporida*, *Cellariida*, *Sykloniida*, *Bugulida*, *Scrupariida*, *Catenicellida*, *Aeteida*. (Из всех этих отрядов только два – *Melicerititida* и *Sykloniida* отсутствуют в современных морях). Можно считать, что полная компенсация последствий пермско-триасового кризиса наступила у мшанок в начале второй половины мела: в сеномане насчитывалось уже 130 родов (в основном стенолемных мшанок), что соответствует их максимальному числу в перми (Афанасьева и др., 1998).

Адаптация к различным экологическим нишам на разных глубинах в бассейнах позднего мела способствовала дальнейшему развитию у

мшанок обоих классов разнообразных жизненных форм, простых и сложных. Они формировались в пределах трех типов роста (открытый, закрытый и комбинированный), возникших еще в юре (Вискова, 2006 а, б; 2007 а, б). Среди инкрустирующих различались многочисленные колонии с уни- олиго- и полисерийными ветвями, корковидные и тонколистовидные, однослойные и многослойные, правильные и неправильные дисковидные. Такие формы роста могли быть приурочены как к зонам прибрежного мелководья, так и к большим глубинам. В последних случаях они отличались большей хрупкостью скелета. Множество колоний, поднятых в разной степени над субстратом, были вертикально растущими тонковетвистыми и древовидными, нередко анастомозирующими или сетчатыми, с зооидами, открывающимися на одной стороне ветвей, по бокам их или со всех сторон, а также кубковидные, грибовидные, полусферические. К концу мела появились членистые колонии в обоих классах и блюдцевидные свободно лежащие (свободно живущие), или лунулитиформные – в классе *Eurystomata* (Вискова, 1992; Квачко, 1995; Jablonski et al., 1997). Большинство из этих колоний мшанок характерны для спокойных и глубоких вод псевдоабиссали и абиссали.

Морфологическое разнообразие позднемеловых мшанок в значительной степени было связано и с развитием полиморфизма зооидов. У *Stenolaemata* к появившимся в юре гетерозооидам, таким как гонозооиды, альвеолы, вакуоли, нанозооиды, лакуны, кенозооиды, рептозооиды и ризоиды, которые продолжали встречаться у мшанок позднего мела, добавились нематозооиды, фирматозооиды, дактилетры, криптозооиды (Вискова, 1992, 2004, 2006 а; Jablonski et al., 1997). Не меньшую роль в развитии разнообразия играли всевозможные комбинации мономорфных и полиморфных зооидов, являющихся основой трофического структурирования колоний мшанок. Однако все морфогенетические перестройки, происходившие до конца мела в структуре колоний *Stenolaemata*, оставляли неизменным заложенный еще в палеозое основной

план строения их зооида – удлинено-трубчатый с терминальным отверстием. У *Eurystomata*, развивавшихся в позднем мелу параллельно с ранее сложившимися группами стенолемных мшанок, уже занявших многие экологические ниши, выработался иной план строения зооидов. Это укороченные камеры с четкой дифференциацией стенок и со смещенным отверстием зооида на фронтальную стенку, впервые обозначенные в поздней юре. Такое положение апертуры, как оказалось в дальнейшем, давало значительное преимущество эвристомным мшанкам над стенолемными при питании, так как обеспечивало высокое положение лофофора над поверхностью колонии и свободное действие щупалец, в то время как трубчатый перистом зооидов *Stenolaemata* ограничивал размах короны щупалец (Шунатова, 2002). К этому следует добавить вариации в строении фронталы от мембранной до известковой, кривориморфной и аскофорной (Jablonski et al., 1997), которые существенно увеличивали разнообразие *Eurystomata*. Кроме того, оно значительно дополнилось формированием новых гетерозооидов, таких как овицеллы и авикулярии, известных уже с раннего мела, и появившимися в позднем мелу вибракюляриями, онихоцелляриями и шипами, простыми и членистыми. С другой стороны, как и у *Stenolaemata*, их разнообразие усиливалось модификациями, комбинациями и различным расположением всех этих структур. В результате этих и других морфофизиологических преобразований эвристомные мшанки могли не только развиваться параллельно со стенолемными, но и заметно расширили ареалы своего обитания. Они колонизировали новые экологические ниши, недоступные для *Stenolaemata*, например, лагуны и подвижное мелководье приливно-отливной зоны с ее нестабильным гидрологическим режимом.

К концу мела стенолемные мшанки достигли пика своего разнообразия – более 180 родов 32 семейств, и в *Eurystomata* родов было почти столько же в 43 семействах. В кампане и раннем маастрихте обозначилась узкая морфологическая специализация многих родов и целого ряда семейств в обоих классах мшанок. Она была, очевидно, связана с их экологической дифференцировкой и адаптацией к новым биотопам, появившимся в результате обширных трансгрессий. Однако в конце маастрихта в связи с резким изменением условий обитания, вызванных, очевидно, глобальным похолоданием и колебаниями уровня Мирового океана, гибель

специализированных мшанок была неизбежной. После мел-палеогенового кризиса, отразившегося на мшанках двух классов одинаково драматично, *Stenolaemata* не смогли преодолеть эволюционный упадок (Морозова, Вискова, 1997; Вискова, 1995). Интересно отметить, что обеднение мшанковой фауны происходило и в палеоцене: в каждом из классов насчитывалось почти равное количество родов – около 80. Но у *Stenolaemata* этот уровень сохраняется в ходе их развития до настоящего времени. В современных морях они насчитывают более 80 родов, из которых более 50 – реликты мезо-кайнозойских морей. *Eurystomata* испытали эволюционный взрыв в эоцене и их обширная активная продолжается поныне: современных родов известно более 900, из них более 260 родов появились еще в меловых и третичных морях.

Рассмотрим некоторые особенности развития мшанок в меловых морях Русской платформы, которые относились к Бореальной биогеографической области (Москвин, 1969; Найдин и др., 1986; Невеская, 1999). Мшанки пока совсем неизвестны из нижнего мела, сеномана и сантона (таблица 1). В не полностью обработанных коллекциях мшанок из верхнего мела Русской платформы (сборы автора, А.С. Алексеева, А.Ф. Вейс и О.Б. Вейс, Д.Г. Найдина, А.Г. Олферьева, Л.Ф. Плотниковой) зарегистрировано небольшое число их видов в туроне и коньяке и значительно больше – в кампане и в маастрихте. (Автором детально исследованы мшанки класса *Stenolaemata* и использованы литературные данные по *Eurystomata*, приведенные в работах Э. Фогта (1962) и В.И. Качко (1995). Некоторые виды можно отнести к эпизодическим находкам. Это – *Mecynoecia* sp. и *Meliceritites lonsdalei* Gregory, 1899 из нижнего турона (скважина) Воронежской области, *Reptoceritites acutissima* Voigt, 1962 и *Clinopora occlusa* Viskova, 1972 – оба из грубого мела верхнего турона Херсонской и Брянской областей соответственно, *Siphoniotyphlus marginatus* Viskova, 1972 – из коньякских мелоподобных мергелей Белгородской области и *Membranipora* aff. *cuculligera* Brydone, 1914, обнаруженная Фогтом в верхнем кампане Эмбы. Остальные верхнетуронские и все нижнемаастрихтские виды приурочены к меловым породам районов Среднего Поволжья и глауконитово-карбонатным пескам Донбасса, а нижнекампанские мшанки происходят из писчего мела Белоруссии.

Колонии всех туронских мшанок, за исключением тонких вертикально растущих веточек

ТАБЛИЦА

Видовое разнообразие поздне меловых мшанок Русской платформы

Виды	Стратоны									
	НИЖНИЙ МЕЛ И СЕНОМАН	ТУРОН			КОНЬЯК	САНТОН	КАМПАН		МААСТРИХТ	
		Н	С	В			Н	В	Н	В
Класс Stenolaemata										
Mecysoecia sp.		+								
Stomatopora simplicissima Viskova, 2005				+						
S. ramosa (Hagenow, 1839)										+
Proboscina ingentis Viskova, 2005				+						
P. orbis Viskova, 2005				+						
P. cf. francorum (Pergens, 1890)										+
P. khvalynskensis Viskova, 2005										+
Proboscina sp.										+
Plagioecia sp.				+						
Berenicea sp.				+						
Microecia laguncula Voigt, 1962				+						
Clinopora oclusa Viskova, 1972				+						
Reptocerites acutissima Voigt, 1962				+						
Meliceritites lonsdalei Gregory, 1899		+								
M. volgensis Viskova, 1965				+						
M. minima Viskova, 1965				+						
M. radioporatus Viskova, 1965										+
M. volskensis Viskova, 1965										+
M. dentiferus Viskova, 1965										+
M. matesovae Viskova, 1972										+
M. spinosus Viskova, 1972										+
Meliceritites sp. №1								+		
Meliceritites sp. №2								+		
Siphonotyphlus marginatus Viskova, 1972					+					
Petalopora pulchella (Roemer, 1841)								+		
P. costata d'Orbigny, 1852								+		+
P. consinna (Roemer, 1841)								+		
Entalophora celleporoides (Lamouroux, 1821)								+		
Entalophora sp.								+		
Spiropora verticillata (Goldfuss, 1826)								+		
Spiropora sp.								+		
Ceata sp. nov.								+		
Heteropora sp.								+		
Pustulopora pustulosa (Goldfuss, 1826)								+		
P. sp.								+		
Discofascigera ternata Viskova, 2000								+		
Bicavea fungiformis (Hagenow, 1846)								+		
Idemona oculata Viskova, 2004								+		
Idmonea ramosa d'Orbigny, 1852								+		
Exidmonea sp. nov.								+		
Idmidronea macilenta (Hagenow, 1851)								+		
Disporella irregularis (d'Orbigny, 1852)								+		
Disporella sp.								+		
?Tholopora sp..								+		
Osculipora vendocinesis Canu et Bassler, 1922								+		
Osculipora sp.								+		
Hornera sp.								+		
Eohornera sp. nov.								+		
Diplosolen pavonius Voigt, 1929										+

Виды	Стратоны										
	нижний мел и сеноман	турон			коньяк	сантон		кампан		маастрехт	
		Н	С	В		Н	В	Н	В		
<i>D. verus</i> Viskova, 2005											+
<i>Stomatopropsis multigemmans</i> (Illies, 1974)											+
<i>St. arguta</i> Viskova, 2004											+
<i>St. illiesae</i> Viskova, 2004											+
<i>St. mirabilis</i> Viskova, 2004											+
<i>Bidiastopora</i> sp.											+
<i>Defracia</i> sp.											+
<i>Actinopora</i> sp.											+
<i>Phormopora irregularis</i> Marsson, 1887											+
<i>Ph. langethali</i> (Marsson, 1887)											+
<i>Sulcocava cristata</i> d'Orbigny, 1851											+
<i>S. klimovskensis</i> Viskova, 1972											+
<i>S. torulosa</i> Viskova, 1972											+
<i>Crisina</i> sp.											+
<i>Tretocyclosoecia crispata</i> Voigt, 1962											+
Класс Eurystomata											
<i>Membranipora (Callopora) pseudofortuna</i> Voigt, 1962				+							
<i>M. vialowi</i> Voigt, 1962				+							
<i>M. aff. cuculligera</i> Brydone, 1914									+		
<i>Cranosina subpraecursor</i> Voigt, 1962									+		
<i>M. krimskojensis</i> Voigt, 1962											+
<i>M. mamillifera</i> Voigt, 1962											+
<i>M. cf. conficiens</i> Brydone, 1929											+
<i>M. trifaria</i> (Hagenow, 1846)											+
<i>Cranosina subpraecursor</i> Voigt, 1962											+
<i>Herpetopora</i> sp.											+
<i>Aplousina simplicissima</i> Voigt, 1962											+
<i>Solenophragma ovatum</i> (Canu et Bassler, 1926)											+
<i>Fruionella incerta</i> Voigt, 1962											+
<i>Micropora pseudobiforis</i> Voigt, 1962											+
<i>Stichomicropora biconstricta</i> (Hagenow, 1839)											+
<i>Aechmella lanceolata</i> Voigt, 1962											+
<i>A. anglica</i> Brydone, 1909											+
<i>Hoplitaechmella nitesens</i> (Brydone, 1914)											+
<i>Euritina oblique</i> Voigt, 1962											+
<i>Onychocella pinguis</i> Voigt, 1962											+
<i>Vellumella dentifera</i> Voigt, 1962											+
<i>Lunulites subsemilunaris</i> Voigt, 1962											+
<i>L. octonaria</i> Voigt, 1962											+
<i>L. distinctus</i> Kvachko, 1995											+
<i>L. singilensis</i> Kvachko, 1995											+
<i>Luganella insolita</i> Kvachko, 1995											+
<i>L. pulchra</i> Kvachko, 1995											+
<i>Graptopora polytaxis</i> Voigt, 1962											+
<i>Exochella nanjdini</i> Voigt, 1962											+
<i>Cryptostomella batheri</i> (Brydone, 1906)											+
<i>Beisselina</i> sp.											+
<i>Beisselinopsis quincunx</i> Voigt, 1962											+
<i>Systemostoma designatum</i> Voigt, 1962											+
<i>Spathipora</i> sp.											+
<i>Terebripora prima</i> (Voigt, 1962)											+

*S. occlusa*, являются инкрустирующими и большей частью корковидными полисерийными, и только виды родов *Stomatopora* и *Proboscina* отличаются уни- и олигосерийными ветвями. Раннекампанские и раннемаастрихтские виды стенолемных мшанок представлены в основном свободными фрагментами веточек вертикально растущих колоний и несколькими инкрустирующими формами, принадлежащими к таким родам, как *Stomatopora*, *Proboscina* и *Stomatopropopsis* с уни- и олигосерийными колониями, *Plagioecia* и *Diplosolen* – с полисерийными однослойными, *Discofascigera* и *Disporella* – с правильно дисковидными колониями. Что касается эвристомных мшанок, то их позднекампанские и раннемаастрихтские виды имеют в основном инкрустирующие колонии. Исключение составляют мшанки родов *Solenophragma* и *Fruirionella*, колонии которых ветвистые вертикально растущие, *Lunulites* и *Luganella*, имеющие свободно лежащие колонии, и два вида сверлящих мшанок – *Spathipora* sp. и *Terebripora prima* (Voigt, 1962).

Увеличение разнообразия и количества мшанок в позднемеловых морях Русской платформы, происходившее в результате обширных трансгрессий, сопровождалось не только миграцией мшанковой фауны из морей Западной Европы в Восточно-Европейские бассейны, но и образованием новых видов, остающихся пока эндемичными в этих бассейнах. Так, восемь из 10 позднегуронских видов восьми родов *Stenolaemata* и два вида одного рода *Eurystomata*, а так же один стенолемный вид из конька являются эндемиками (таблица 1). В то же время палеогеографическое распространение целого ряда видов нижнего кампана и нижнего маастрихта Русской платформы указывает на их общность с мшанками Западной Европы, особенно из англо-северогерманского и балтийского кампанского и нижнемаастрихтского писчего мела (Вискова, 1972, 1980, 1995; Фогт, 1962; Canu, Bassler, 1922; Voigt, 1951; Brood, 1972; Jablonski et al., 1997 и др.). В раннем кампане из 26 видов 19 родов стенолемных мшанок пять видов определены как эндемики и 11 видов – как вселенцы, принадлежащие к таким широко распространенным позднемеловым родам, как *Petalopora*, *Entalopora*, *Spiropora*, *Pustulopora*, *Idmonea*, *Idmidronea*, *Bicavea*, *Osculipora* (табл. 1). Эвристомные мшанки нижнего кампана Белоруссии, очевидно, не менее многочисленны, но пока не обработаны; в позднем кампане из двух известных видов двух родов *Eurystomata* регистрируется по одному вселенцу (*M. aff. cuculligera* Brydone, 1914) и энде-

мику (*Cranosina subpraecursor* Voigt, 1962). В раннем маастрихте установлено 26 видов 13 родов *Stenolaemata*, из них 13 являются эндемичными и восемь – последующими вселенцами: *Stomatopora ramosa* (Hagenow, 1839), *Stomatopropopsis multigemmans* (Illies, 1974), *Proboscina cf. francorum* (Pergens, 1890), *Petalopora costata* d'Orbigny, 1851, *Diplosolen pavonius* Voigt, 1929, *Phormopora irregularis* Marsson, 1887, *Ph. langethali* (Marsson, 1887) и *Sulcocava cristata* d'Orbigny, 1851. Раннемаастрихтские *Eurystomata* представлены 30 видами 22 родов, из которых 15 оказались эндемиками и только семь вселенцами. К числу последних относятся *Membranipora cf. conficiens* Brydone, 1914, *M. trifaria* (Hagenow, 1846), *Solenofragma ovatum* (Canu et Bassler, 1926), *Stichomicropora biconstricta* ((Hagenow, 1839), *Aechmella anglica* Brydone, 1909, *Hoplitaechmella nitesens* (Brydone, 1914), *Cryptostomella batheri* (Brydone, 1906).

Проведенный анализ разнообразия позднемеловых мшанок Русской платформы, несмотря на заметную неравномерность их распространения, позволяет считать, что их развитие происходило в соответствии с рассмотренными выше общими особенностями.

Исследования проведены при поддержке Программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы», Подпрограмма II, проект «Эвстатические колебания уровня моря в фанерозое и реакция на них морской биоты» и РФФИ, проект № 06-05-64641.

## Литература

1. Афанасьева Г.А., Вискова Л.А., Морозова И.П., Невеская Л.А. Последствия пермского кризиса для различных групп беспозвоночных // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 3. М.: ПИН РАН, 1998. С. 30–37.
2. Вискова Л.А. Позднемеловые мшанки *Cyclostomata* Поволжья и Крыма М.: Наука, 1972. 96 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 132).
3. Вискова Л.А. Тип Мшанки // Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1980. С. 4–21.
4. Вискова Л.А. Морские постпалеозойские мшанки. М.: Наука, 1992. 187 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 250).
5. Вискова Л.А. Динамика родового разнообразия мшанок (классы *Stenolaemata* и *Eurystomata*) в интервале триас – ныне // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 2. М.: ПИН РАН, 1995. С. 80–83.
6. Вискова Л.А. Формы проявления колонизальности у ископаемых и современных морских

мшанок // Палеонтол. журн. 1998. № 1. С. 43–50.

7. Вискова Л.А. Идмонеиформные Tubuliporina (мшанки Stenolaemata): особенности морфологии, вопросы систематики, новые таксоны // Палеонтол. журн. 2004. № 1. С. 43–55.

8. Вискова Л.А. Новые данные о среднеюрских мшанках центра европейской части России // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006а. Т. 81, вып. 4. С. 49–59.

9. Вискова Л.А. Диверсификация юрских мшанок (Stenolaemata) Русской платформы // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006б. С. 168–176.

10. Вискова Л.А. Новые мшанки Stenolaemata из средней юры Москвы и Подмоскovie // Палеонтол. журн. 2007а. № 1. С. 46–55.

11. Вискова Л.А. Среднеюрская радиация мшанок и некоторые особенности их развития на Русской платформе // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всероссийское совещание. Ярославль, 26–30 сентября 2007 г. Ярославль: изд-во Ярославского гос. пед. ун-та, 2007. С. 36–38.

12. Квачко В.И. Новые мшанки из маастрихта Украины и Казахстана // Палеонтол. журн. 1995. № 2. С. 51–62.

13. Морозова И.П., Вискова Л.А. Историческое развитие морских мшанок Ectoprocta // Палеонтол. журн. 1977. № 4. С. 3–20.

14. Москвин М.М. Биogeография позднего мела // Итоги науки и техн. ВИНТИ. Стратигр. Палеонтол. 1979. Т. 9. С. 87–124.

15. Найдин Д.П., Пахулайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период: палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 262 с.

16. Невеская Л.А. Этапы развития бентоса фанерозойских морей. Мезозой. Кайнозой. М.: Наука, 1999. 503 с. (Тр. Палеонтол. ин-та. Т. 274)

17. Шунатова Н.Н. Пищевое поведение и особенности морфо-функциональной организации пищедобывающего аппарата морских мшанок (Bryozoa, Gymnolaemata). Автореф. дисс. ... канд. биол. наук. С-Петербург. 2002. 18 с.

18. Фогт Э. Верхнемеловые мшанки европейской части СССР и некоторых сопредельных областей. Пер. и ред. Д.П. Найдина. М.: Изд-во Московского ун-та, 1962. 125 с.

19. Brood K. Cyclostomatous Bryozoa from the Upper Cretaceous and Danian in Scandinavia // Stockh. Contr. Geol. 1972. Vol. 26. P. 1–464.

20. Canu F., Bassler R.S. Studies on the cyclostomatous Bryozoa // Proc. US Nat. Mus. 1922. Vol. 61, art. 22. P. 1–160.

21. Gregory J.W. The Cretaceous Bryozoa. Catalogue of the fossil Bryozoa in the British Museum (Nat. Hist.). London, 1899. 457 p.

22. Jablonski D., Lidgard S., Taylor P.D. Comparative ecology of bryozoan radiations: origin of novelites in cyclostomes and cheilostomes // Palaios. 1997. Vol. 12. P. 505–523.

23. Orbigny A., d' Bryozoaires. Paléontologie française. Terrains cretaces. Texte et Atlas. Paris, 1851–1854. Т. 5. P. 1–1192.

24. Voigt E. Das Maastricht-Vorkommen von Ilten bei Hannover und seine Fauna mit besonderer Beruecksichtigung der Gross-Foraminiferen und Bryozoen // Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg. 1951. N. 20. S. 15–109.

25. Walter B. Les Bryozoaires jurassiques en France. Etude systematique. Rapports avec la stratigraphie et la paléoécologie // Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon. 1969. N 35. 328 p.

# ИНВАЗИИ АММОНИТОВ ТЕТИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В БЕРРИАССКИЙ БАСЕЙН РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**В.В. Митта**

Палеонтологический институт РАН, г. Москва

К концу юрского периода, начиная с поздневожского времени, морской бассейн, занимавший центральную часть Русской платформы, постепенно мелел и неуклонно сокращался в размерах. Менялся и состав биоты – наряду с увеличением таксономического разнообразия и числа двустворчатых моллюсков, происходило снижение разнообразия брахиопод и аммонитов. К концу вожского века последние были представлены всего двумя видами из двух родов одного семейства *Craspeditidae* Spath, 1924. Это семейство возникло в конце средневожского времени в Среднерусском бассейне от представителей другого бореального семейства – *Dorsoplanitidae* Arkell, 1950, и в последующем получило распространение в бореальных морях. Однако во время *Craspedites nodiger* (терминальная зона вожского яруса) каждый отрезок геологического времени в разных районах Русской платформы охарактеризован одним видом рода *Craspedites* (*C. ex gr. nodiger / kaschpuricus*) и одним – рода *Garniericeras* (*G. subclypeiforme*).

Нижняя зона (*Riasanites rjasanensis*) следующего яруса – рязанского, относящегося к меловой системе, на Русской платформе охарактеризована, наряду с бореальными, и аммонитами «тетического» происхождения – представителями семейств *Neocomitidae* Salfeld, 1921 и *Himalayitidae* Spath, 1925. Появление этих аммонитов, и такое же внезапное их исчезновение (в следующей зоне рязанского яруса *Surites tzikwinianus* встречаются исключительно аммониты бореального происхождения), явилось заметным событием начала мела. Кроме перспективы бореально-тетической корреляции, это событие дает фактическую основу для палео- и биогеографических построений. Ниже, на основе анализа распространения таксонов аммоноидей, предлагается гипотеза о путях их миграций, отличная от принятых в настоящее время.

Первая меловая инвазия аммонитов тетического происхождения в бассейн Русской платформы обыкновенно объясняется палеогеографическими перестройками, открывшими морские пути с Северного Кавказа через Ман-

гышлак в Центральную Россию. Важнейшая роль в этой гипотезе определена роду *Riasanites* Spath, 1923 – большинство исследователей полагает среднерусских рязанитов выходцами с Северного Кавказа. И.Г. Сазонова пишет: «здесь они [среднерусские рязаниты] не являются местной фауной, так как у них нет предков среди аммонитов, населявших вожское море Русской платформы, они мигрировали в этот бассейн из северо-восточной части Кавказско-Мангышлакского бассейна» (Сазонова, 1971, с. 6). Эту точку зрения разделяют И.И. Сей и Е.Д. Калачева: «Вряд ли есть сомнения, что Северный Кавказ является центром расселения этих своеобразных берриаселлин, поскольку здесь отмечается их максимальный возрастной диапазон, наибольшее видовое разнообразие и наиболее реальные генетические корни» (Колпенская и др., 2002, с. 30). Однако возрастной диапазон, или, вернее, число стратонов, охарактеризованных рязанитами на Русской платформе и Северном Кавказе, могут быть одинаковыми (Митта, 2006). Число описанных видов часто зависит от субъективных факторов – степени изученности, взглядов исследователя на вид в палеонтологии и т.д. Реальных «генетических корней» рязанитов на Северном Кавказе пока не найдено, хотя ниже уровня первого появления *Riasanites* здесь залегает зона *Subthurmannia occitanica* с тремя подзонами. Поэтому нет оснований для вывода о северокавказском происхождении рязанитов.

Кажется, единственным исследователем, имевшим в последние десятилетия иную точку зрения, был Ю.А. Елецкий. Он предполагал как центр происхождения рязанитов [от бореальных павловиноподобных форм – «Pavlovia-like Boreal perisphinctids» (Jeletzky, 1984, с. 241)] бассейн Оки, откуда они расселились на Северный Кавказ и в Крым через Прикаспий и Мангышлак, и через Польский пролив на запад, в Польшу. Слабым местом этой гипотезы является отсутствие предков рязанитов среди бореальных аммонитов.

В настоящее время можно считать установленным, что первые представители рода *Riasanites*, а именно *R. swistowianus* (Nikitin), появляются

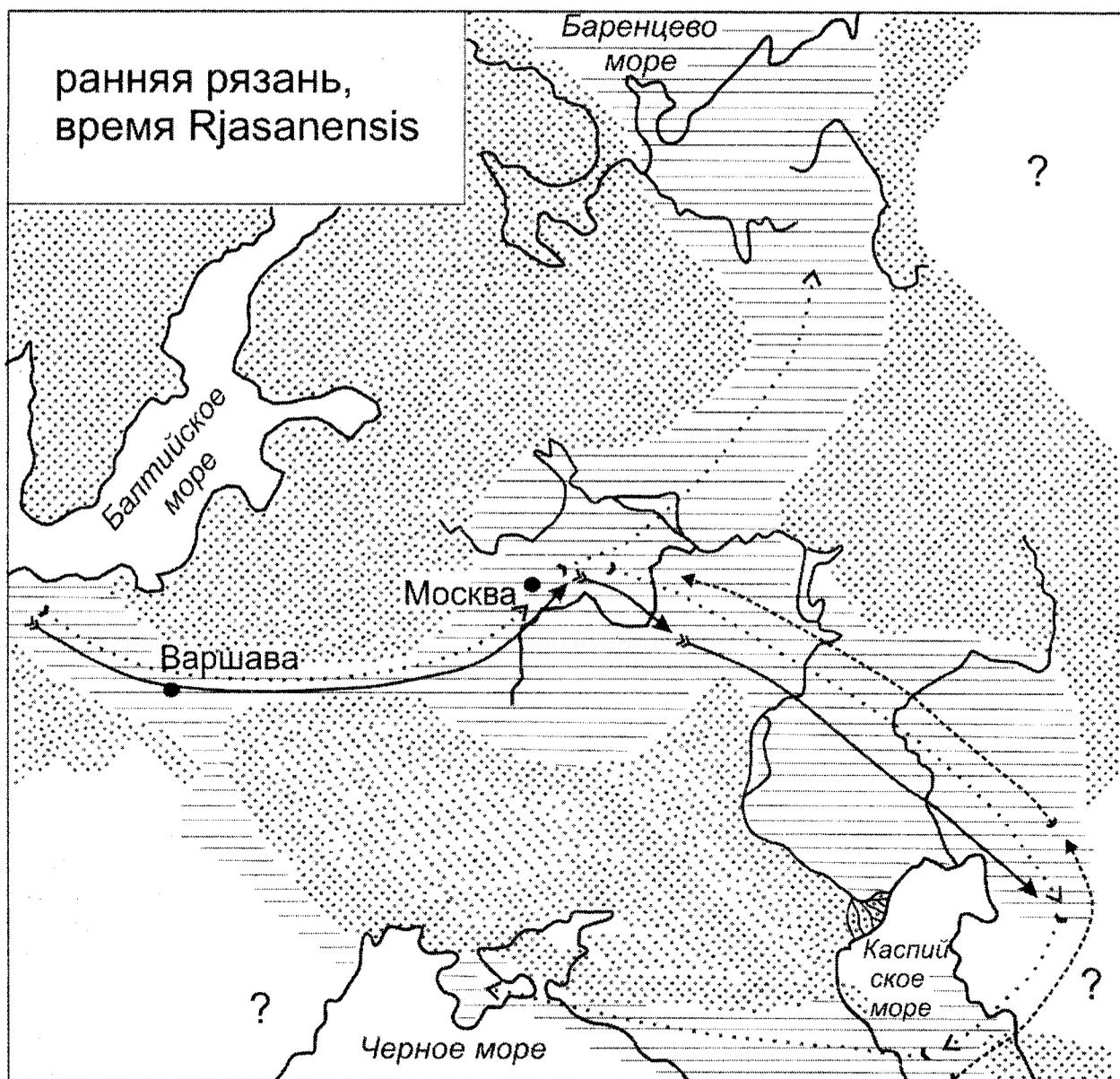


Рис. 1. Соотношение суши и моря на Русской платформе и прилегающих территориях в начале рязанского века (берриас) и предполагаемые направления миграции «тетических» аммонитов; основа по Jeletzky, 1984.

Условные обозначения:

- 1 – суша,
- 2 – море;
- 3-5 – пути миграции аммонитов,
- 3 – Subalpinites,
- 4 – Riasanites и их вероятных предков,
- 4 – Transcaspiites.

ся в Центральной России (Митта, 2007), и этот вид не найден достоверно ни в каких других регионах. Отдельные экземпляры, близкие к *R. swistowianus*, изредка встречаются на Мангышлаке (Луппов и др., 1988). Проведенная нами

ревизия рода показала (Митта, в печати), что его северокавказские представители относятся к *R. maikopensis* (Grigorieva), а крымские – к *R. crassicostatus* (Kvantaliani et Lyssenko). При этом рязаниты из «нижних рязанитовых слоев» Се-

верного Кавказа имеют наибольшее сходство не с ранними *Riasanites* на Русской платформе (из Подмосковья), а, напротив, с поздними (Рязанская обл.). Исходя из этого, наиболее вероятной представляется миграция предков рязанитов из Западного Тетиса через Польский (= Брестский) пролив в Среднерусский бассейн (окрестности Москвы и Рязани), где и произошло обособление рода. В дальнейшем рязаниты проникли через Мангышлак на Северный Кавказ и уже затем в Крым на юге, и до бассейна Вятки на севере (рис. 1).

Морфология раковины и скульптура рязанитов выдают их несомненное «тетическое» происхождение. Судя по отсутствию подобных форм в берриасе, это были прямые потомки титонских таксонов. Многими исследователями отмечалось поразительное морфологическое сходство между *Riasanites* и *Corongoceras* Spath, 1925 из семейства Himalayitidae. Сходство это объяснялось не родством этих аммонитов, а гомеоморфией. Я полагаю этот случай проявлением гетерохронной близкородственной гомеоморфии – когда сходные форма раковина и скульптура проявляются в одной филогенетической линии через несколько смен таксонов. Род *Riasanites* резко отличается от совместно распространенных неокомитид (*Subalpinites*, *Mazenoticeras* и др.), связанных между собой «переходными» таксонами. В то же время, рязаниты наиболее близки к познетитонским гималаидам – например, к роду *Toucasiella*, предковому для *Durangites* и *Protacanthodiscus* (Enay et al., 1998). Таким образом, по особенностям скульптуры представляется более обоснованным рассматривать *Riasanites* в семействе Himalayitidae, нежели в Neocomitidae.

К семейству Himalayitidae скорее всего относится и другой род, *Transcaspiites* Луппов, 1985, имеющий сходное распространение – Северный Кавказ, Мангышлак и Русская платформа. Кроме того, в состав рода включается *T. hundesianus* (Uhlig) из Гималаев. Представляются наиболее вероятными происхождение транскаспиитов из Центрального Тетиса, и последующая их миграция на север – сначала на Кавказ, и далее через Мангышлак в Центральную Россию. Отметим, что в Крыму и Западной Европе представители этого рода неизвестны.

В палеогеографическом отношении важно проанализировать распространение еще одного таксона «тетического» происхождения – рода *Subalpinites* Mazonot, 1939 (семейство Neocomitidae). Этот род был описан изначально

из берриаса Франции, затем несколько видов субальпинитов стали известны с Мангышлака (Луппов и др., 1988). Из Подмосковья описан [в ассоциации с *Riasanites rjasanensis* (Nikitin)] вид *Subalpinites ktischtafowitschi* (Митта, 2002)]. Еще несколько среднерусских таксонов пока не опубликовано – два вида встречены совместно с *Riasanites swistowianus* (Nikitin) в Подмосковье, и один совместно с *Transcaspiites transfigurabilis* (Bogoslowsky) на Оке в Рязанской области. Заметим, что в уточненном перечне таксонов аммоноидей берриаса Крыма, опубликованном недавно В.В. Аркадьевым (2007), субальпиниты не фигурируют. Практически неизвестны *Subalpinites* и на Северном Кавказе, за исключением двух небольших экземпляров (Химшиашвили, 1976) из бассейна р. Белой, возможно относящихся к этому роду. Соответственно, можно достаточно уверенно предположить миграцию субсредиземноморских субальпинитов через Польский коридор в Среднерусский бассейн и далее на юго-восток, на Мангышлак.

Время открытия Польского (Брестского) пролива отечественными исследователями указывается по-разному – от времени *Surites tzikwinianus* рязанского века (Сазонова, 1977) до момента *Thurmanniceras petransiens* раннего валанжина (Барабошкин, 2004). Приведенные выше данные позволяют предложить более раннюю датировку этого события.

А.Н. Розанов (1909) считал, что максимальная регрессия моря на территории Подмосковья на рубеже юры и мела припала на первую половину времени *Craspedites nodiger*, а со второй ее половины (момент *Craspedites milkovenssis*) началась новая трансгрессия. На максимуме этой трансгрессии в начале времени *rjasanensis*, видимо, и произошло открытие узкого Польского коридора на западе и широкого пролива на юго-востоке. Существование этих проливов было кратковременным – во второй половине времени *rjasanensis* прекращается миграция аммонитов из Западного Тетиса, а в начале времени *tzikwinianus* – обмен фаунами с Прикаспийским бассейном. Данные С. Марека (Marek, 1967) и А. Рачынской (Raszynska, 1968) о находках близких к рязанитам аммонитов на севере Польши (Куявы) представляются в свете этой гипотезы вполне логичными.

В данном сообщении не рассматриваются миграции аммонитов бореального происхождения. Тем не менее, судя по сходству аммонитовых комплексов рязанского яруса и «бореального берриаса», сообщение бореальных бассейнов

на этом отрезке геологического времени не представляло больших затруднений для взаимного обмена фаунами.

Работа выполнена в рамках программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы», подпрограмма II, проект «Эвстатические колебания уровня моря в фанерозое и реакция на них морской биоты».

## Литература

Аркадьев В.В. Граница юры и мела в Горном Крыму // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всероссийское совещание. Ярославль, 26–30 сентября 2007 г. Ярославль: изд-во Ярославского гос. ун-та, 2007. С. 10–12.

Барабошкин Е.Ю. Бореально-тетическая корреляция нижнемеловых аммонитовых шкал // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2004. Вып. 6. С. 10–19.

Луппов Н.П., Богданова Т.Н., Лобачева С.В. и др. Берриас Мангышлака. Л.: Наука, 1988. 204 с.

Митта В.В. Новые данные о Neosomitidae (Ammonoidea) из берриаса Московской области // Палеонтол. журн. 2002. № 4. С. 30–33.

Митта В.В. Граница юры и мела: продолжение дискуссии // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя. Матер. научной сессии к 95-летию В.Н. Сакса. Новосибирск: Гео, 2006. С. 112–115.

Митта В.В. Аммонитовые комплексы базальной части рязанского яруса (нижний мел) Центральной России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 80–92.

Митта В.В. Аммониты тетического происхождения в рязанском ярусе Русской платформы: род *Riasanites* Spath, 1923 // Палеонтол. журн. (в печати).

Розанов А.Н. О распространении зоны *Sagredites podiger* в окрестностях Москвы // Ежегодн. по геол. и минер. России. 1909. Т. 11. Вып. 1–3. С. 25–41.

Сазонова И.Г. Берриасские и нижневаланжинские аммониты Русской платформы // Тр. ВНИГНИ. 1971. Вып. 110. С. 3–110.

Сазонова И.Г. Аммониты пограничных слоев юрской и меловой систем Русской платформы // Тр. ВНИГНИ. 1977. Вып. 185. 97 с.

Химшиашвили Н.Г. Аммоноидеи титона и берриаса Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 180 с.

Enay R., Boughdiri M., Le Hegarat G. *Toucasie-lla* gen. nov., Himalayitidae (Ammonitina) nouveau du Tithonien supérieur: origine de Durangites // C.

R. Acad. Sci. Paris. Sci. terre planets. 1998. Т. 327. P. 471–477.

Jeletzky J.A. Jurassic-Cretaceous boundary beds of Western and Arctic Canada and the problem of the Tithonian-Berriasian stages in the Boreal realm // Geol. Assoc. Canada Spec. Pap. 1984. N. 27. P. 175–255.

Marek S. The Infravalangian of Kujawy // Inst. Geol. Biul. 1967. Т. 200. P. 133–236.

Raszynska A. Stratigrafia i sedymentacja osadow kredy dolnej w Polsce zachodniej // Inst. Geol. Biul. 1968. Т. 210. P. 129–181.

# ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МОРСКИХ ЕЖЕЙ В ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**А.Н. Соловьев**

Палеонтологический институт РАН, г. Москва

Остатки морских ежей встречаются в юрских и меловых отложениях большинства районов Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в целом несравненно реже многих других групп ископаемых, например, моллюсков. Однако анализ их распространения представляет определенный интерес. Какие факторы определяют фактическую картину их распределения в разрезах?

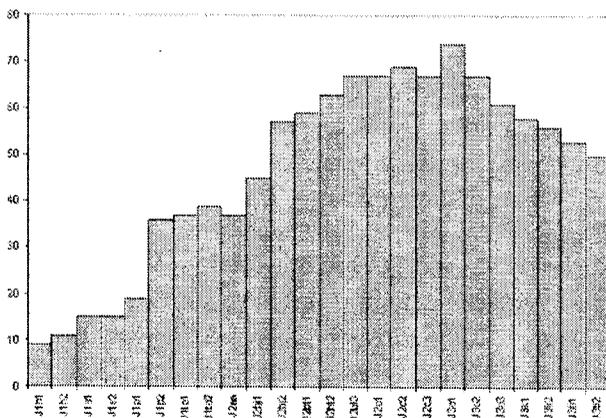
Во-первых, это особенности эволюции группы и глобальные изменения ее разнообразия в разные геологические эпохи, которые на родовом уровне хорошо видны на рис. 1 и 2.

Надо отметить, что на динамику разнообразия, естественно, сильно влияют палеогеографические и, прежде всего, климатические условия. Так, в среднем келловее ассоциации морских ежей центральных частей ВЕП (Московская и Рязанская области) имели сходство с более тепловодными комплексами из Западной и Южной Европы, хотя и были обеднены по сравнению с ними. Это справедливо и для оксфордских видов, известных из Литвы, Белгородской области и Донбасса. В средне- и поздневожское время комплексы морских ежей Московской, Ярославской, Ивановской областей представле-

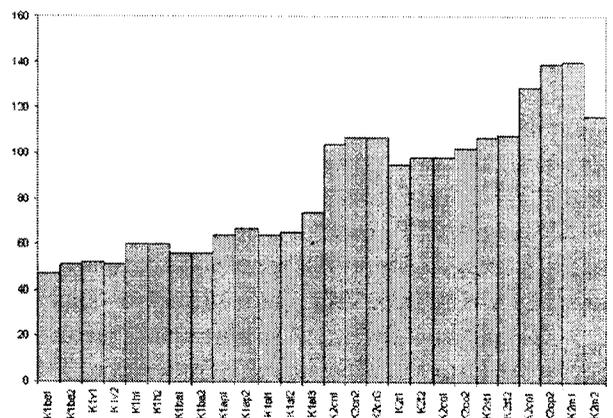
ны всего лишь несколькими эндемичными видами, что свидетельствует об отсутствии связи этого морского бассейна с морями Западной и Южной Европы, которые были характерны для келловее и оксфорда (Рябинин, 1913; Соловьев, 1971, 2005, 2006; Герасимов, 1955; Герасимов, Митта и др., 1995, 1996) (см. ниже списки юрских видов морских ежей ВЕП).

Сказанное в значительной мере справедливо и для позднемеловых комплексов (Москвин и др., 1980; Соловьев, 2007), которые показаны в таблицах 1–4. Так, богатые комплексы верхнего кампана отличаются не только значительным количеством видов, но и присутствием специфических южных элементов. В Донбассе это *Eriaster nobilis* (известен из Индии и Таджикской депрессии), а в Поволжье – это *Coraster cubanicus* (вид, характерный для Северного Кавказа и Закавказья), что несомненно указывает на трансгрессию, охватывавшую в ту эпоху огромные площади.

Из этих таблиц следует, что в рассматриваемых районах ВЕП наибольшее число видов известно из Западной Украины и Донбасса и значительно меньшее – из Прикаспийской впадины и Поволжья.



**Рис. 1.** Глобальная динамика родового разнообразия морских ежей в юре. По оси ординат – количество родов. По базе данных Сепкоски (1995)



**Рис. 2.** Глобальная динамика родового разнообразия морских ежей в мелу. По оси ординат – количество родов. По базе данных Сепкоски (1995)

Таблицы распространения видов позднемеловых морских ежей Восточно-Европейской платформы

ТАБЛИЦА 1. Западная Украина (Волыно-Подолля, Приднестровье) (по В.А. Гинде, 1968)

Название видов и подвидов	Сеноман	Турон	Коньяк	Сантон	Кампан	Маастрихт
<i>Stereocidaris hiruda</i> (Sor.)		+				
<i>S. sceptrifera</i> (Mant.)		+	+	+	+	+
<i>S. subvesiculosa</i> (Orb.)		+	+	+	+	+
<i>S. serrata</i> (Desor)						+
<i>S. cf. pseudopistillum</i> (Cott.)						+
<i>Cidaris serrifera</i> Forb.		+				
<i>C. granulostriata</i> Desor		+				
<i>C. perornata</i> Forb.		+				
<i>C. bolli</i> Lamb.						+
<i>Tylocidaris clavigera</i> (König)		+				
<i>Gauthieria radiata</i> (Sor.)		+				
<i>G. spatulifera</i> (Forb.)?						+
<i>Phymosoma elongatum</i> (Cott.)					+	+
<i>Ph. cf. granulatum</i> (Goldf.)						+
<i>Ph. koenigi</i> (Mant.)						+
<i>Ph. magnificum</i> (Ag.)						+
* <i>Discoides subucula</i> (Klein)	+					
* <i>Conulus castaneus rhotomagensis</i> Ag.	+	+				
* <i>Holaster subglobosus</i> (Leske)	+					
* <i>Sternotaxis planus</i> (Mant.)		+				
* <i>Cardiotaxis peroni</i> (Lamb.)		+				
* <i>Cardiaster granulatus</i> (Goldf.)						+
* <i>Echinocorys gravesi rossiensis</i> Kong.		+				
* <i>E. conicus minor</i> Lamb.			+			
* <i>E. vulgaris</i> Breyn.				+	+	
* <i>E. limburgicus duponti</i> Lamb.					+	
* <i>E. cipliensis</i> Lamb.						+
* <i>Epiaster distinctus</i> Ag.	+					
* <i>Micraster corbœvis</i> Forb.		+				
* <i>M. leskei</i> Desm.		+				
* <i>M. cortestudinarium</i> (Goldf.)		+	+			
* <i>M. coranguinum</i> (Klein)			+	+		
* <i>M. rogalae</i> Now.				+		
* <i>M. cf. schroederi</i> Stoll.					+	+

Важным фактором являются тафономические особенности морских ежей (Соловьев, 1999). Палеонтологическая летопись правильных морских ежей существенно беднее, чем неправильных. В современных морях виды правильных ежей составляют 53% от общего числа видов класса, в то время как число известных ископаемых кайнозойских видов составляет лишь 20%. Это объясняется, прежде всего, различным образом жизни этих групп. Правильные ежи обитают на поверхности субстрата, и их панцири после смерти подвергаются интенсивному воздействию волн и нападению падалеядов (рис. 3); большинство неправильных ежей ведут зака-

пывающийся образ жизни и после смерти остаются внутри рыхлого осадка (рис. 4). Панцири правильных ежей более хрупкие. Неправильные ежи питаются грунтом, которым бывает плотно набит их кишечник, что увеличивает сопротивляемость панциря разрушению после смерти. Это несвойственно правильным ежам, так как их пища состоит преимущественно из органического материала, который быстро разлагается после смерти, панцирь остается пустым и становится более уязвимым к механическим воздействиям среды. Если захоронение неправильных ежей происходит обычно на месте их обитания, то правильные ежи, которые живут на твердых

ТАБЛИЦА 2: Донецкий бассейн (по О.В. Савчинской, 1974, 19826)

Название видов и подвидов	Сеноман		Турон	Коньяк		Сантон	Кампан	Маастрихт	
<i>Balanocidaris sorigneti</i> Desor	+	+							
<i>B. schlüteri</i> Lamb.							+		
<i>Tylocidaris clavigera</i> König			+						
<i>Cidaris vesiculosa</i> Goldf.		+							
<i>C. faujasi</i> Desor							+		
<i>Stereocidaris sceptrifera</i> (Mant.)				+	+				
<i>Salenia granulosum</i> Forb.			+						
<i>Gauthieria radiata</i> (Sor.)			+	+					
<i>Phymosoma granulosum</i> (Goldf.)								+	+
<i>Ph. koenigi</i> (Mant.)								+	
* <i>Conulus nucula</i> (A. Gras)		+							
* <i>C. castaneus rhotomagensis</i> Ag.			+						
* <i>C. castaneus plana</i> Popiel-Barczyk			+						
* <i>C. subrotundus</i> (Mant.)			+						
* <i>C. subrotundus conoidea</i> Popiel-Barczyk			+						
* <i>C. subrotundus subglobosa</i> Popiel-Barczyk			+						
* <i>C. subconicus</i> (Orb.)			+						
* <i>Pyrina laevis</i> (Ag.)		+							
* <i>P. ovalis</i> (Orb.)		+							
* <i>Catopygus suborbicularis</i> Bosq.									+
* <i>C. subcircularis</i> Smis.							+	+	
* <i>C. subcircularis sulcatus</i> Savcz.							+		
* <i>C. laevis</i> Ag.							+		
* <i>C. affinis</i> Orb.							+		
* <i>C. conformis</i> Des.							+		
* <i>Oolopygus globulorostratus</i> Savcz.							+		
* <i>Cassidulus donetzensis</i> (Faas)								+	+
* <i>Sternotaxis pianus</i> (Mant.)			+						
* <i>Cardiaster granulosus</i> (Goldf.)							+	+	
* <i>C. cotteauanus latohumilis</i> Savcz.							+		
* <i>Taxopatagus rutoti</i> (Lamb.)								+	+
* <i>Galeola senonensis</i> (Orb.)							+		
* <i>Echinocorys sphaericus</i> (Schlüt.)			+						
* <i>E. gravesi</i> Des.			+	+					
* <i>E. gravesi rossiensis</i> Kong.			+						
* <i>E. marginatus</i> Goldf.							+		
* <i>E. subglobosus</i> Goldf.							+		
* <i>E. fonticola</i> Arnaud							+		
* <i>E. lata fastigata</i> Lamb.							+		
* <i>E. limburgicus duponti</i> Lamb.							+		
* <i>E. limburgicus perconicus</i> Lamb.							+		
* <i>E. humilis</i> Lamb.							+		
* <i>E. belgicus</i> Lamb.							+		
* <i>E. conoideus</i> Goldf.							+		
* <i>E. pyramidatus</i> Portl.							+		
* <i>E. ovatus</i> Leske							+	+	
* <i>E. ciptyensis</i> Lambert								+	+
* <i>Infulaster excentricus</i> Forb.			+						
* <i>Micraster leskei</i> (Desm.)			+						
* <i>M. leskei magna</i> Nietsch			+						
* <i>M. corbovis</i> Forbes			+						
* <i>M. cortestudinarium</i> (Goldf.)			+						
* <i>M. corangutnum</i> (Klein)			+	+					
* <i>M. grimmensis</i> Nietsch.							+		
* <i>Epiaster nobilis</i> Stolicz.								+	+

ТАБЛИЦА 3. Поволжье (Вольск)

	Найдин, 2002	Москвин, Пославская, 1959
* <i>Conulus matesovae</i> Posl.et Mosk.	верхи в.кампана	верхи н.кампана
* <i>C.subconicus</i> (d'Orb.)	ниж.коньяк	в.турон – н.коньяк
* <i>C.subrotundus</i> (Mant.)	ниж.коньяк	низы в.турона
* <i>Coraster cubanicus</i> Posl.	в.кампан	в.кампан
* <i>Echinocorys gravesi</i> Desor.	в.турон	в.турон – н.коньяк
* <i>E.turritus</i> Lamb.		сантон - кампан
* <i>E.marginata</i> (Goldf.)	низы в.кампана	н.кампан
* <i>Offaster pilula</i> Lam.		верх.часть н.кампана
* <i>Gibbaster gibbus</i> (Lam.)	низы в.кампана	н.кампан
* <i>Micraster corbovis</i> Forbes.	в.турон	в.турон
* <i>M.rogale</i> Now.		в коньяк – н.сантон
* <i>M.grimmensis</i> Nietsch.	верхи в.кампана	верхи в.кампана

ТАБЛИЦА 4. Прикаспийская впадина (по О.В. Савчинской, 1982а)

Название видов и подвидов	Сеноман	Турон	Коньяк	Сантон	Кампан	Маастрихт
* <i>Conulus subrotundus</i> (Mant.)		+				
* <i>Galerites orbicularis</i> (Orb.)						+
* <i>Galeola senonensis</i> (Orb.)					+	
* <i>Echinocorys conoideus</i> Goldf.					+	
* <i>E. duponti</i> Lamb.					+	
* <i>E. pyramidatus</i> (Portl.)						+
* <i>E. ovatus</i> Leske						+
* <i>E. cipliensis</i> Lamb.						+
* <i>Micraster rogalae</i> Now.			+			

субстратах, после смерти испытывают перенос и могут захорониться только в случае попадания в места накопления тонкозернистых осадков.

Комплексы юрских и меловых морских ежей ВЕП также представлены в основном, неправильными формами (см. списки и таблицы, на которых они отмечены звездочкой). Правильные ежи, если они присутствуют, то от них сохраняются преимущественно разрозненные иглы. Это характерно, например, для песчано-глинистых пород волжского яруса, где часто в изобилии встречаются иглы *Rhabdocydaris spinigera* (редкие находки панцирей этого вида известны только из фосфоритовых конкреций). Наиболее благоприятными породами для сохранения скелетов морских ежей являются карбонаты; в этих породах решетчатая структура скелета (стереом) хорошо стабилизируется вторичным кальцитом. Хорошими примерами этого служат местонахождения келловейских морских ежей (карьер Камушки в Москве, Гжель), а также подавляющее большинство местонахождений позднемеловых видов хорошей сохранности (верхний мел, как известно, представлен на больших пространствах карбонатными породами).

Наконец, надо отметить еще одну особенность. Морские ежи по сравнению с другими бентосными и некто-бентосными организмами отличаются относительно низким таксономическим разнообразием. Так, в хорошо исследованном заливе Посьет Японского моря обнаружено 5 видов морских ежей и более 200 видов моллюсков (108 видов гастропод, 82 – бивальвий, 13 – лорикат) (Скарлато и др., 1967).

Правда, характер сохранения в ископаемом состоянии морских ежей и моллюсков в различных породах тоже различен. Как было указано выше, морские ежи с кальцитовым скелетом захороняются хорошо в карбонатах. Напротив, большинство моллюсков (двустворки, брюхоногие, аммониты) с арагонитовым скелетом нередко лучше сохраняются в терригенных породах. Так, в богатых морскими ежами хорошей сохранности мергелях, писчем мелу и известняках верхнего мела аммониты и двустворки (кроме устриц, имеющих кальцитовый скелет) сохраняются, как правило, в виде ядер и отпечатков.

На общую картину таксономического разнообразия морских ежей, конечно, влияет субъективность таксономических представлений.

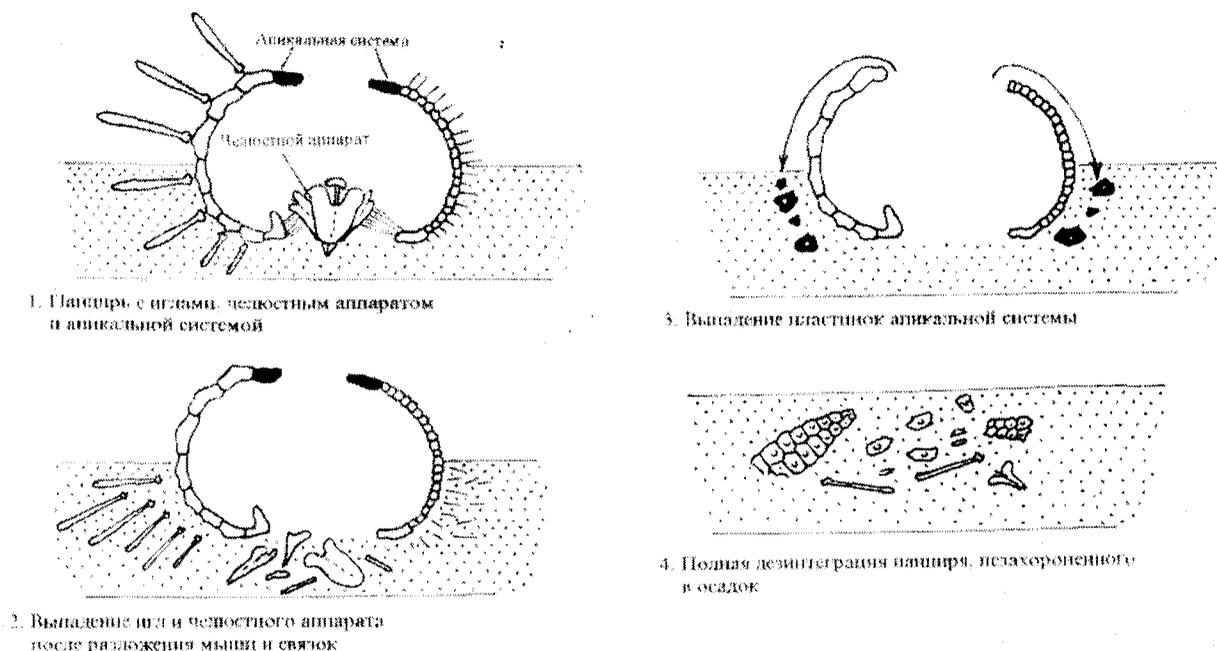


Рис. 3. Стадии посмертной дезинтеграции скелета правильного морского ежа (Соловьев, 1999, иллюстрация к докладу на сессии Палеонтологического общества)

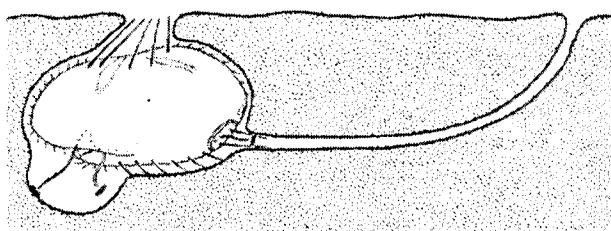


Рис. 4. Закопавшийся в осадок современный неправильный морской еж *Spatangus purpureus*

Особенно это бросается в глаза, когда рассматриваются виды, выделенные по иглам; они по существу являются паратаксонами (см., например, табл. 1: *Stereocidaris sceptrifera* и *S. subvesiculosa* с чрезвычайно широким стратиграфическим распространением – от верхнего турона до верхнего маастрихта).

### Среднеюрские и позднеюрские виды морских ежей ВЕП

**Средний келловей** (зона *Kosmoceras jason*). Морские ежи встречаются в среднем келловее карьеров Камушки в Москве и Гжель (Московская обл.), а также в некоторых местонахождениях Рязанской области. Эти морские ежи относятся к видам *\*Holectypus depressus* (Leske), *\*Nucleolites clunicularis* (Lehwyd), *N. orbicularis* (Phillips), «*Cidaris*» *elegans* (Rouillier), *Plegiocidaris ornata* (Que-

nstedt), *P. charmassei* Cotteau (Московская и Рязанская области).

**Нижний оксфорд** (зона *Cardioceras cordatum*): *\*Collyrites bicordata* (Leske), Литва, Донбасс.

**Средний оксфорд** (зона *Cardioceras densiplicatum*): *\*Clitopygus pulvinatus* Cott., *\*Collyrites bicordata* (Leske), Белгородская обл.

**Верхний оксфорд** (зоны *Perisphinctes bimammatum* и *P. achilles*): *Paracidaris florigemina* Phill., *Pseudodiadema* sp., *\*Nucleolites scutatus* Lam., *\*N. dimidiatus* Phill., Донбасс.

**Волжский ярус.** Все находки относятся к среднему и верхнему подъярусам Московской, Ярославской и Ивановской областей России. В отложениях зоны *Virgatites virgatus* встречаются *Rhabdocidaris spinigera* (Rouillier), *Rh. spathulata* (Auerbach, 1844), *Rh. anceps* (Rouillier), *\*Nucleolites volgensis* Gerasimov. Вид *Rhabdocidaris spathulata* встречается также в зоне *Epivirgatites nikitini*. Находки *Rh. lahuseni* Gerasimov относятся к зоне *Craspedites nodiger*.

### Морские ежи в меловых отложениях ВЕП

Из нижнемеловых отложений платформы морские ежи были неизвестны. В 2006 г. Д.Н. Киселевым мне был передан один экземпляр *Nucleolites* sp., происходящий из нижней части зоны *Pavlovites polyptichoides* нижнего готерива (г. Ярославль, Крестовский карьер).

Верхний мел. Наиболее богатая фауна морских ежей известна из Западной Украины, Донбасса, Среднего Поволжья и Прикаспия. Данные о их распространении приведены в четырех таблицах.

В заключение надо сказать следующее. Мы рассмотрели различные факторы, которые могут искажать реальную картину распространения морских ежей в ту или иную геологическую эпоху. Тем не менее присутствие ежей и их разнообразие в разрезе (учитывая относительную редкость их нахождения по сравнению с многими другими группами) может указывать на благоприятные условия (температура, нормальная соленость и пр.) для их существования, что, как правило, связано с обширными трансгрессиями, которые могут быть вызваны эвстатическими подъемами уровня моря.

Приведенные выше данные показывают, что максимумы видового разнообразия в юре и мелу ВЕП приходится на средний келловей, поздний турон, поздний кампан и ранний маастрихт.

Материал по юрским и меловым морским ежам мне передавали В.В. Митта, М.А. Рогов, Д.Н. Киселев и А.В. Гужов. При подготовке статьи я пользовался их консультациями. Приношу моим коллегам глубокую благодарность.

Работа выполнена в рамках Программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы», подпрограмма II, и при поддержке гранта РФФИ № 06-05-64641.

## Литература

Герасимов П.А. Руководящие ископаемые мезозоя центральных областей Европейской части СССР, ч. II. Иголокожие, ракообразные, черви, мшанки и кораллы юрских отложений. М.: Гостеолтехиздат, 1955. 90 с.

Герасимов П.А., Митта В.В., Кочанова М.Д. Ископаемые волжского яруса Центральной России. М., 1995. 115 с.

Герасимов П.А., Митта В.В., Кочанова М.Д., Тесакова Е.М. Ископаемые келловейского яруса Центральной России. М., 1996. 126 с.

Гинда В.А. Класс Echinoidea // Стратиграфія і фауна крейдових відкладів заходу України (без Карпат). Київ: «Наукова думка», 1968. С. 192–223.

Москвин М.М., Соловьев А.Н., Эндельман Л.Г. Класс Echinoidea. Морские ежи // Развитие и смена беспозвоночных на рубеже мезозоя и кайнозоя. Мшанки, членистоногие, иглокожие. М.: Наука, 1980. С. 116–167.

Найдин Д.П. Вольский разрез верхнего мела (север Саратовского Поволжья) // Тр. Н.-и. ин-та геологии Саратовского гос. ун-та. Нов.сер. 2002. Т. 10. С. 6–11.

Пославская Н.А., Москвин М.М. Иголокожие // Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 237–304.

Рябинин В.Н. Иголокожие из юрских отложений Попелян в Литве // Изв. Геол. комитета. 1913. Т. 32. С. 927–936.

Савчинская О.В. Класс Echinoidea – морские ежи // Атлас верхнемеловой фауны Донбасса. М.: Недра, 1974. С. 303–333.

Савчинская О.В. Класс Echinoidea – морские ежи // Атлас беспозвоночных поздне меловых морей Прикаспийской впадины. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1982. Т. 187. С. 229–240.

Скарлато О.А., Голиков А.Н., Василенко С.В. и др. Состав, структура и распределение донных биоценозов залива Посъет (Японское море) // Биоценозы залива Посъет Японского моря. Исследования фауны морей V (XIII). Л.: Наука, 1967. С. 5–61.

Соловьев А.Н. Позднеюрские и раннемеловые дизастеридные морские ежи СССР // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1971. Т. 131. 120 с.

Соловьев А.Н. Тафономия морских ежей // Тезисы докладов XLV сессии Палеонтол. об-ва. СПб., 1999. С. 68.

Соловьев А.Н. О келловейских морских ежах Восточно-Европейской платформы и сопредельных областей // Палеострат-2005. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтол. об-ва. Программа и тезисы докладов. М., 2005. С. 31–32.

Соловьев А.Н. О позднеюрских морских ежах Восточно-Европейской платформы // Палеострат-2006. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтол. об-ва. Программа и тезисы докладов. М., 2006. С. 25–26.

Соловьев А.Н. Морские ежи в меловых отложениях Восточно-Европейской платформы // Палеострат-2007. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтол. об-ва. Программа и тезисы докладов. М., 2007. С. 23–27.

# ОБ ЭВСТАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЯХ УРОВНЯ МОРЯ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ В ЮРСКОМ ПЕРИОДЕ (ГЕТТАНГ–БАТ)

**А.С. Алексеев<sup>1,2</sup>, А.Г. Олферьев<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

<sup>2</sup>Палеонтологический институт РАН, г. Москва

## Общие положения

В последнее тридцатилетие внимание геологической общественности привлекла разработка сотрудниками американской нефтяной компании Exxon концепции о глобально проявленных и запечатленных в геологической истории Земли колебаниях уровня Мирового океана (Vail et al., 1974; 1977). Эти колебания были выявлены на основе анализа сейсмических профилей, протрассировавших пассивную окраину Атлантики. В более поздней работе (Haq et al., 1987) установленные авторским коллективом флуктуации морского уровня, начиная с начала мезозоя, получили магнито- и хроностратиграфическую привязки, а также радиометрическую датировку по пепловым горизонтам, развитым преимущественно в разрезах Внутреннего бассейна США. Кроме того, хроностратиграфическая шкала была соотнесена с зональными шкалами по планктонным фораминиферам, радиоляриям, известковому нанопланктону, динофлагеллятам и макрофауне (преимущественно аммонитам) отдельно для Тетической и Бореальной областей. Следует отметить, что радиометрическая датировка экстремальных значений положения уровня моря в более поздних работах была существенно уточнена (Hardenbol et al., 1998).

Для Восточно-Европейской платформы эвстатические колебания уровня эпиконтинентального моря в меловом периоде были рассмотрены в коллективной работе специалистов под руководством Д.П. Найдина (Найдин и др., 1980). В ней были проанализированы трансгрессии и регрессии не только на территории Русской плиты, но и в смежных регионах Крыма и Средней Азии. При этом авторы акцентировали внимание читателей на несовпадение отдельных регрессий с глобальными падениями уровня моря, как они показаны на кривой П. Вейла, и объясняли их либо региональным эпейрогенезом, либо преобладающим превышением вздымания питающей провинции над седиментационным бассейном.

В последнее десятилетие прошлого века американскими исследователями была предпринята попытка реконструкции юрских и меловых эвстатических колебаний уровня моря на Русской плите (Sahagian, 1987; Sahagian, Holland, 1991; Sahagian, Jones, 1993). В ее основу был положен анализ литературных материалов преимущественно тридцатилетней давности, дополненных единичными разрезами недавно пробуренных скважин. Для стратиграфических интервалов, по которым у авторов отсутствовали необходимые для интерпретации материалы по Восточно-Европейской платформе, hiatus был заполнен данными по разрезам Западной Сибири.

Эти работы подвергли критике Д.П. Найдин и Е.Ю. Барабошкин (1994), которые отметили необоснованность утверждения авторов о тектонической стабильности Русской плиты в мезозое, отсутствие при построениях надежно датированных стратиграфических поверхностей и редкую сеть опорных точек, положенных в основу сделанных ими реконструкций и выводов.

К работе Б. Хака с соавторами (Haq et al., 1987) Д.П. Найдин (1992, 1993) неоднократно обращался при анализе геологической природы поздне меловых событий на востоке Европейской палеобиогеографической области и рассмотрении связи эвстазии с трансгрессиями и регрессиями эпиконтинентального моря Восточно-Европейской платформы в позднем мелу (Найдин, 1995а,б; Naidin, Volkov, 1996). Поддерживая концепцию Л. Слосса о существовании в платформенном осадочном чехле секвенций в виде комплексов генетически связанных слоев, разделенных региональными поверхностями несогласий, Д.П. Найдин выделил в толще верхнего мела Восточно-Европейской платформы шесть секвенций, ограничения которых далеко не всегда совпадают с импульсами колебаний океанической поверхности согласно кривой П. Вейла. Возникшие расхождения Д.П. Найдин объясняет, с одной стороны, ошибочностью прида-

ния исключительной роли эвстатическим колебаниям в формировании сейсмокомплексов (секвенций) и в трудности отделения эвстатического эффекта от действия региональных тектонических движений, направленность которых была далеко не всегда тождественна проявлениям тектонических движений на пассивной континентальной окраине Северной Америки, для которой разработана модель П. Вейла. С другой стороны, отмечены ошибки в стратиграфическом каркасе, на который опирается эта кривая.

В 1996 г. к воссозданию эвстатической кривой для среднеюрско-мелового (байосско-сантонского) интервала Восточно-Европейской платформы вновь обратился Д. Сахаджан в соавторстве с русскими коллегами (Sahagian et al., 1996). В качестве основы ими были использованы материалы картировочного бурения последних лет при средне- и крупномасштабных съемках в пределах Московской синеклизы, получившие достаточно надежную палеонтологическую характеристику, и дополненные опорными разрезами естественных выходов мезозойских пород на дневную поверхность. Расчленение отложений опиралось на недавно утвержденные стратиграфические схемы юры и нижнего мела Восточно-Европейской платформы (Унифицированная..., - 1993). Палеобатиметрическая модель юрского и мелового морей для центральной части Русской плиты была разработана В.А. Захаровым. Для валанжина, имеющего в Московской синеклизе ограниченное развитие, и для пограничного интервала сеномана и турона, на который в пределах рассматриваемой тектонической структуры приходится перерыв, для построения эвстатической кривой были привлечены материалы по Северной Сибири.

Несмотря на приуроченность Московской синеклизы к отрицательной тектонической структуре, выбор ее для калибровки эвстатической кривой оказался довольно удачным, так как на ее южном борту при сокращении полноты разреза оказались четко проявленными перерывы явно эвстатической природы, а для отдельных интервалов средней юры удалось проследить переход морских отложений в лагунные и далее – в континентальные образования. Однако добайосский этап развития юрского эпиконтинентального седиментационного бассейна на Русской плите не анализировался, так как отложения этого возраста в Московской синеклизе отсутствуют, как и кампан-маастрихтский интервал терминального верхнего мела по той же причине. Таким образом, разработанная

шкала эвстатических колебаний уже не соответствует уровню современных требований.

Глобальные изменения уровня моря, обусловившие в истории Земли широкомасштабные колебания площади материков, покрытых эпиконтинентальными морями, выступали в качестве одного из ведущих драйверов эволюции морской биоты. Именно во второй половине мезозоя уровень был наивысшим и морские организмы испытывали бурное развитие. В то же время, в конце перми и в триасе отмечено высокое стояние континентального массива Восточно-Европейской платформы, сопровождавшееся замедленными темпами эволюции наземной фауны.

Для выявления общих закономерностей эволюции в юрском и меловом периодах морского населения в эпиконтинентальных бассейнах Русской плиты нами была построена серия графиков относительных колебаний уровня моря для отдельных структурно-фациальных зон Восточно-Европейской платформы. Для юры построено 20 кривых, а для мела – 18. Такое количество построений в известной степени позволяет отделить вызвавшие их глобальные причины от местных. Все графики построены по палеонтологически датированным разрезам или их группам, что позволяет хроностратиграфически обосновать выявленные на кривых максимумы и минимумы. Определяя масштабы трансгрессий мы были вынуждены в первую очередь опираться на глубину моря, а не на размеры площади, занятой морской акваторией, как это предлагали Д.П. Найдин с соавторами (1980). Восстановить истинные границы седиментационных морских бассейнов невозможно из-за различных по степени интенсивности размывов между секвенциями, кайнозойской денудации и плейстоценовой ледниковой экзарации. Последние два фактора особенно актуальны при анализе особенностей осадконакопления в меловом периоде.

### Юрский период

Кривая по Печорской синеклизе основана на материалах Унифицированной стратиграфической схемы юрских отложений Русской платформы (1993), основными составителями которой были С.А. Чирва, В.С. Кравец, М.С. Месежников, Г.А. Слоимский, И.З. Калантар и Л.И. Голубева. Позднее схема юры этого района была уточнена Ю.С. Репиным (2005) и дополнена материалами В.В. Митта (2006). В основу построений по Мезенской синеклизе положены

результаты исследований С.А. Чирвы и В.И. Розанова (Унифицированная схема..., 1993), уточненные впоследствии Ю.С. Репиным (2005). Строение юры Сысольской и Вятско-Камской впадин разработано Е.Л. Писанниковой (Унифицированная схема..., 1993), в эту разработку внесены незначительные коррективы А.Г. Олферьевым. Для Польско-Литовской впадины Балтийской синеклизы использованы материалы, приведенные А.А. Григалисом в объяснительной записке к Государственной геологической карте масштаба 1:1000000 N-34 (Вильнюс), а также в монографии Стратиграфические подразделения Литвы (1999). Для оксфорд-кимериджского интервала предложенная А.А. Григалисом схема была детализирована В.А. Загородных и А.Г. Олферьевым в процессе разработки легенд Центрально-Европейской серии листов Госгеолкарты 1000 (третье поколение). Кривая для южного крыла Московской синеклизы построена по разрезам, опубликованным А.Г. Олферьевым (1986), на основании которых в Унифицированной схеме..., 1993 была составлена местная схема юры для этой структурно-фациальной зоны. Впоследствии при изучении разрезов скважин вблизи метро Выхино в Москве и в Загорском районе (Олферьев, 1998) эта схема была уточнена. Для района Окско-Цнинского вала опорными разрезами служат обнажения у г. Елатьма (Сазонова, Сазонов, 1967), с Дмитриевы Горы и разрез скважины у д. Вяжневка (Олферьев и др., 1993). Построение кривой для Муромско-Ломовского прогиба опирается на разрез скважины 121, пройденной у с. Ласицы, а для Лукояновской площади на Токмовском своде использованы материалы А.А. Лисенкова по разведке Лукояновского месторождения. В качестве опорного разреза юры Сурско-Мокшинских дислокаций принят разрез скважины 5 из отчета В.И. Дмитриева по геологической съемке листа О-38- XXVII, а для Марийской седловины – разрезы скважин 1310, 206, 1004, 216 и 93, любезно предоставленные Е.И. Улановым (Волгагеология). При разработке кривой для северной части Ульяновско-Саратовского прогиба использованы материалы по многократно опубликованным классическим разрезам правобережья Волги на отрезке Городище – Тарханова Пустынь, дополненные керновым материалом опорных скважин 3 (Тагай) и 17 (Буинск), исследованных соответственно Г.А. Жуковой и Ю.Г. Семакиным при среднемасштабном картировании. В качестве эталона при построении кривой эвстатических колебаний в юре для

Саратовского Заволжья выбран разрез скважины 120, пройденной у г. Пугачева и расчлененной Э.А. Молостовским, А.Ю. Гужиковым, К.И. Кузнецовой, Е.Ю. Барабошкиным и А.Г. Олферьевым. Для Саратовского правобережья в качестве опорных разрезов послужили классические обнажения в Малиновом овраге (Меледина, 1987; Вавилов, 1986), Каменном и Гнилушкинском оврагах (Мазарович, 1923), материалы по Жирновскому карьере и Жирновской площади Г.Н. Старцевой, В.Ф. Салтыкова и О.В. Киселевой, а также публикации Е.А. Троицкой и Т.Н. Хабаровой (1986), разрез карьера Дубки (Барабошкин и др., 2001; Сельцер, 1999; Митта, 2003). Для Волгоградского Поволжья использованы публикации Т.Н. Хабаровой (1986) и материалы С.И. Застрожного и В.И. Левиной. По Прикаспийской впадине в основу построенной кривой положены материалы С.И. Застрожного и Т.Н. Хабаровой, а также публикации А.И. Сарычевой (198 ), В.И. Левиной и Н.П. Прохоровой (2002).

#### *Ранняя юра*

Нижнеюрские отложения отсутствуют на большей части территории Восточно-Европейской платформы и установлены только на ее периферии. Они представлены континентальными образованиями и лишь на территории современного Донецкого складчатого сооружения и в смежных с ним районах Днепровско-Донецкой впадины развиты морские отложения. Наиболее полные разрезы нижней юры установлены на юго-западе Прикаспийской впадины. Они выполняют узкие грабенообразные депрессии разнозернистыми гравелистыми песками и песчаниками с пластами конгломератов, прослоями сероцветных алевролитов и линзами черных аргиллитов нижней подсвиты можарской свиты (район 16). Их формирование происходило в условиях расчлененного рельефа денудационной равнины, возвышавшейся на 20–30 м над уровнем моря, который в процессе седиментогенеза постепенно повышался. В верхней части подсвиты глины содержат плинсбахские палиноспектры. Аналогичными комплексами охарактеризованы датированные морской фауной плинсбахские отложения смежного с юга вала Карпинского. В.И. Левина предположительно относит время формирования нижнеможарской подсвиты к геттангу, синемюру и плинсбаху.

В Польско-Литовской впадине начало юрского седиментогенеза связывается А.А. Григалисом с образованием нерингской свиты

светло-серых песков, песчаников с линзами конгломератов и пластами белых алевроитов и песчаных глин, содержащих нижеюрский спорово-пыльцевой комплекс (район 5). По аналогии с разрезами Польши нерингская свита отнесена к плинсбаху. Она формировалась в условиях низменной аккумулятивной равнины высотой 10–30 м над уровнем моря. Таким образом, в ранней юре вплоть до тоарского века на территории Восточно-Европейской платформы, возвышавшейся над уровнем моря, преобладали процессы денудации.

Резкий эвстатический подъем поверхности океана произошел на рубеже плинсбаха и тоара. На Русской плите он выражен заметным расширением седиментационных бассейнов, началом осадконакопления в Мезенской и Печорской синеклизах, сменой типов осадочных формаций в Прикаспии и Прибалтике, а также трансгрессией моря на территорию современного Донбасса и смежной с ним Днепровско-Донецкой впадины. В результате этой трансгрессии формируется кожулинская свита (район 17). На начальной стадии глубины моря не превышали 10 м и нижнекожулинская подсвита представлена мелководными неравномерно алевроитовыми глинами с аммодискусами, лингулами и конхостраками. В верхах разреза появляются не определимые до вида аммониты родов *Peronoceras* и *Dactyloceras*, свидетельствующих об установлении нормального морского режима. Во второй половине раннего тоара глубина моря в этом районе возрастает до 30 м и верхнекожулинская подсвита, представленная тонкоотмученными глинами с прослоями сидеритов и известняков, содержит разнообразную фауну аммонитов с тоарскими (начиная с зоны *Naugoceras falcifer*) и раннеааленскими аммонитами.

На рубеже плинсбаха и тоара меняется тип осадконакопления в Прикаспии (район 16) и в Прибалтике (район 5). Проллювиально-аллювиальные преимущественно песчаные породы сменяются темно-серыми и черными аргиллитами с прослоями углей (верхнеможарская подсвита Прикаспия) или сероцветными каолинит-гидролюдистыми глинами с обилием обугленных растительных остатков лаваской свиты Польско-Литовской впадины. Они формировались в пределах низменной озерно-аллювиальной равнины, возвышавшейся не более чем на 10 м над уровнем моря

Одновременно начинается осадконакопление в Печорской (район 1) и Мезенской (район 2) синеклизах, где формируются соответственно

харьягинская свита и ворьюсская пачка. Первый стратон представлен озерно-аллювиальными образованиями преимущественно песчаного состава, содержащими тоарские спорово-пыльцевые спектры. Ворьюсская пачка сложена преимущественно глинами. Озерно-аллювиальная равнина, в пределах которой формировались описываемые образования, была приподнята в среднем на 10–20 м над поверхностью моря.

Резкий эвстатический подъем морского уровня проявился не только на Восточно-Европейской платформе. Он имел глобальный масштаб и обусловил коренную биотическую перестройку на рубеже плинсбаха и тоара в Северо-Западной Европе, Восточной Сибири и Южной Америке, связываемую с эвстатическим повышением уровня океана, вызвавшего изменение климата, возникновение «красных приливов» и формирование на севере Восточной Сибири глинистых, местами высокоуглеродистых толщ (Захаров и др., 2005).

#### Средняя юра

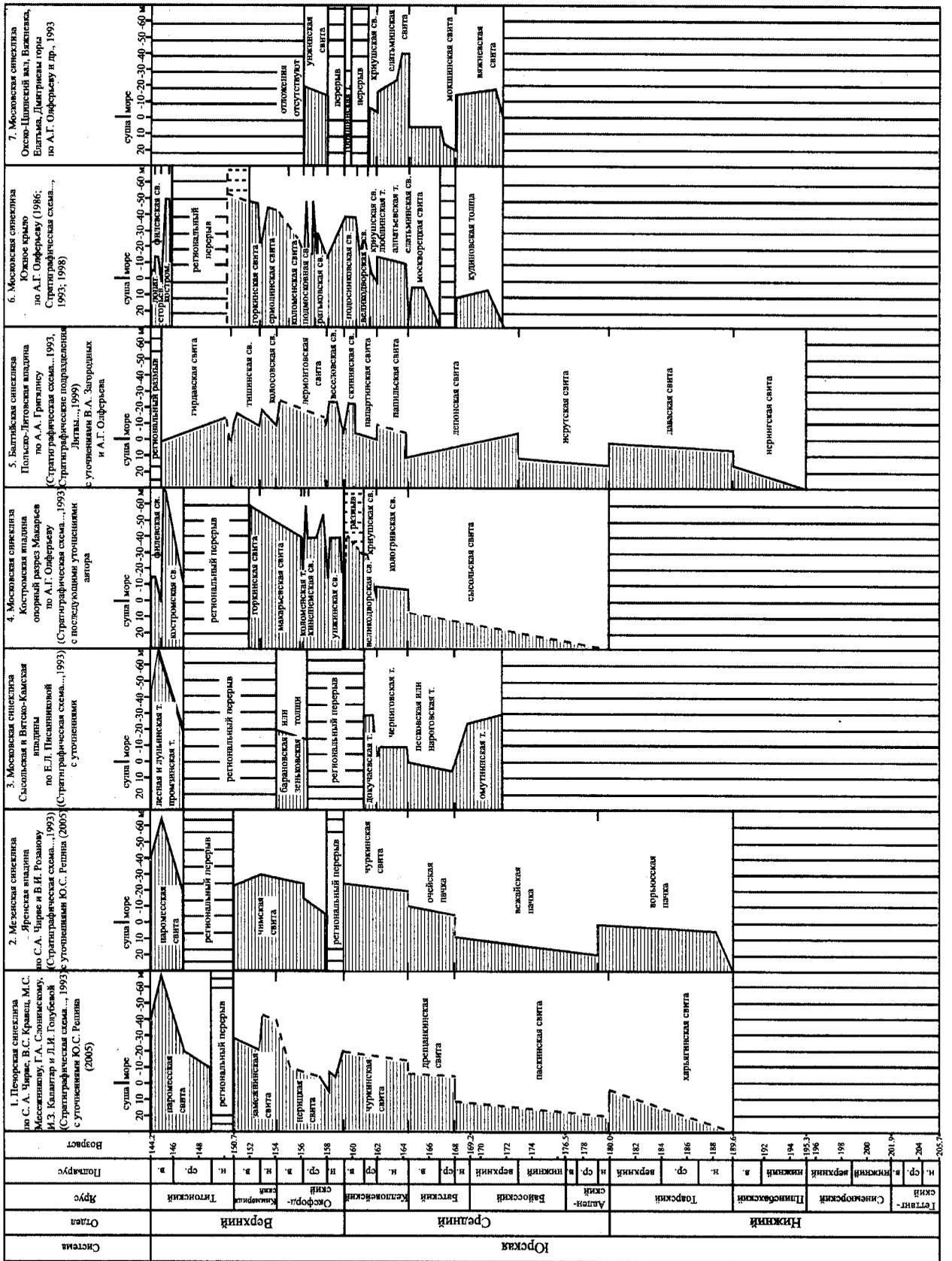
После периода высокого стояния океанического уровня в тоаре и раннем аалене фиксируется его резкое падение, что находит свое отражение в формировании континентальных песчаных отложений орельской (районы 17 и 18) и гнилушкинской (районы 12–15) свит в южных районах кратона, исрутской свиты в Прибалтике (район 5), паскинской свиты в Печорской (район 1) и вежайской пачки в Мезенской (район 2) синеклизах на севере платформы. Повсеместно осадки накапливались в пределах аккумулятивных аллювиальных равнин, возвышавшихся на 10–30 м над уровнем моря. В конце этого временного отрезка, длившегося начиная со среднего аалена, в раннем байосе фиксируются первые признаки морской трансгрессии, выразившиеся в появлении на северо-западной окраине Донецкого складчатого сооружения морских глин черкасской свиты, а в верхах ее фациального аналога – орельской свиты, имеющей преимущественно континентальный генезис, – аммонитов *Sphaeroceras* sp. Одновременно в верхах гнилушкинской свиты Волгоградского правобережья В.Ф. Салтыковым и О.И. Киселевым (2006) установлена смена русловых песчаных фаций на озерно-болотные глины с линзами углей, что свидетельствует о понижении аккумулятивной равнины с 30 до 10 м над уровнем моря. А в Прикаспийской впадине С.И. Застрожным в качестве возрастных аналогов этих глин обособлена регионально выдержан-

ная пачка песков с фораминиферами и отнесенная им к зоне *Strenoceras niortense*. Она формировалась на глубинах, не превышавших 10 м. Все это указывает на начавшееся постепенное и весьма длительное повышение уровня моря, но однозначно идентифицировать вызвавшие его причины затруднительно.

Первая крупная по масштабу морская трансгрессия на территории Восточно-Европейской платформы зафиксирована в позднем байосе, когда в Прикаспийской впадине (район 16), Волгоградском правобережье (район 15), Днепровско-Донецкой впадине (район 17), Белгородской моноклинали Воронежской антеклизы (район 18) и Ульяновско-Саратовском прогибе (районы 12–14) началось накопление морских глин в бассейне, глубина которого достигала 40 м. За исключением последнего прогиба начало их формирования связывается с фазой *Garantiana garantiana*. В этот отрезок времени нельзя исключить влияния на формирование морских отложений тектонического фактора, но после кратковременного падения уровня на 30 м, вызвавшего накопление относительно мелководной песчано-алевритовой караулинской (районы 13–16) и синхронной ей раkitнянской (район 18) свит, эвстатическая природа трансгрессии уже не вызывает сомнения. Морской бассейн с глубинами до 40 м в фазу *Parkinsonia parkinsoni* проник в центральные районы Русской плиты, вплоть до Московской синеклизы, где в его пределах сформировались вяжневская (район 7) и починковская (районы 9 и 10) свиты. Наиболее полные объемы морских отложений, отражающих максимум этой трансгрессии, представлены жирновской свитой (районы 13–16), где помимо байосских аммонитов в терминальной части глин определены и нижнебатские формы. Важно отметить, что среди типичных тетических видов встречены характерные арктические виды, такие как *Arcticoceras ishmae* и *A. harlandi* (Митта, Сельцер, 2002). Оба таксона характерны для дрещанкинской свиты Печорской синеклизы (район 1), которую Ю.С. Репин (2005) считал батской. Однако последние находки В.В. Митта в ее основании байосских аммонитов *Arctoccephalites arcticus* существенно расширяют ее стратиграфический диапазон и позволяют скоррелировать с жирновской свитой Поволжья. В Польско-Литовской впадине начиная с позднего байоса формируются мелководноморские отложения лепонской свиты, отлагавшиеся на глубинах до 10 м, – пески и алевриты с прослоями углистых глин и доломитов, содер-

жащих раковины двустворчатых моллюсков и фораминифер. В Вятско-Камской и Сысольской впадинах (район 3) в этом возрастном интервале накапливались морские глины с прослоями и конкрециями сидеритов. Здесь глубина бассейна колебалась в пределах 20–30 м. А на возвышенных и не затопленных морем прибрежных территориях в карстовых воронках вследствие подъема грунтовых вод формировались залежи огнеупорных глин и железных руд кудиновской толщи (район 6). Совокупность приведенных данных несомненно свидетельствует об эвстатической природе позднебайосско-раннебатской трансгрессии.

В среднем и позднем бате наблюдается заметно выраженная регрессия по сокращению площади седиментации и смене морского режима лагунным и далее континентальным. Мелководные морские песчаные отложения представлены лукояновской свитой (район 9) с аммонитами верхнего бата, известными из бассейна р. Суры (Митта, 2005), они отлагались в бассейне с глубиной до 10 м. С запада к ним примыкают лагунные образования мокшинской свиты (районы 7, 8, 11). В эту лагуну открываются долины палеорек: Главной Московской ложбины (Пра-Москвы), Веневской и Михайловской (район 8), выполненные континентальными песками и глинами. Их глубины вреза достигали 50 м. На западе Воронежской антеклизы (район 20) рассматриваемый интервал представлен рециклично построенной трубчевской свитой лагунных глин, заключающих редкие раковины батских фораминифер. Она формировалась в бассейне, глубины которого снижались от 10 м до полного его осушения. Еще четче рецикличный характер отложений выражен в центральных районах Воронежской антеклизы, где морские глины безгинской свиты сменяются ленточным чередованием песков, алевритов и глин, содержащих редкие раковины двустворчатых моллюсков, и далее – континентальными песками аллювиального генезиса (районы 18, 19). К востоку от морской верхнебатской лукояновской свиты в Ульяновско-Саратовском прогибе (районы 12–16) развиты лагунные лапшевская и каменноовражная свиты преимущественно песчаного состава, накапливавшиеся на глубинах, не превышавших 10–20 м.

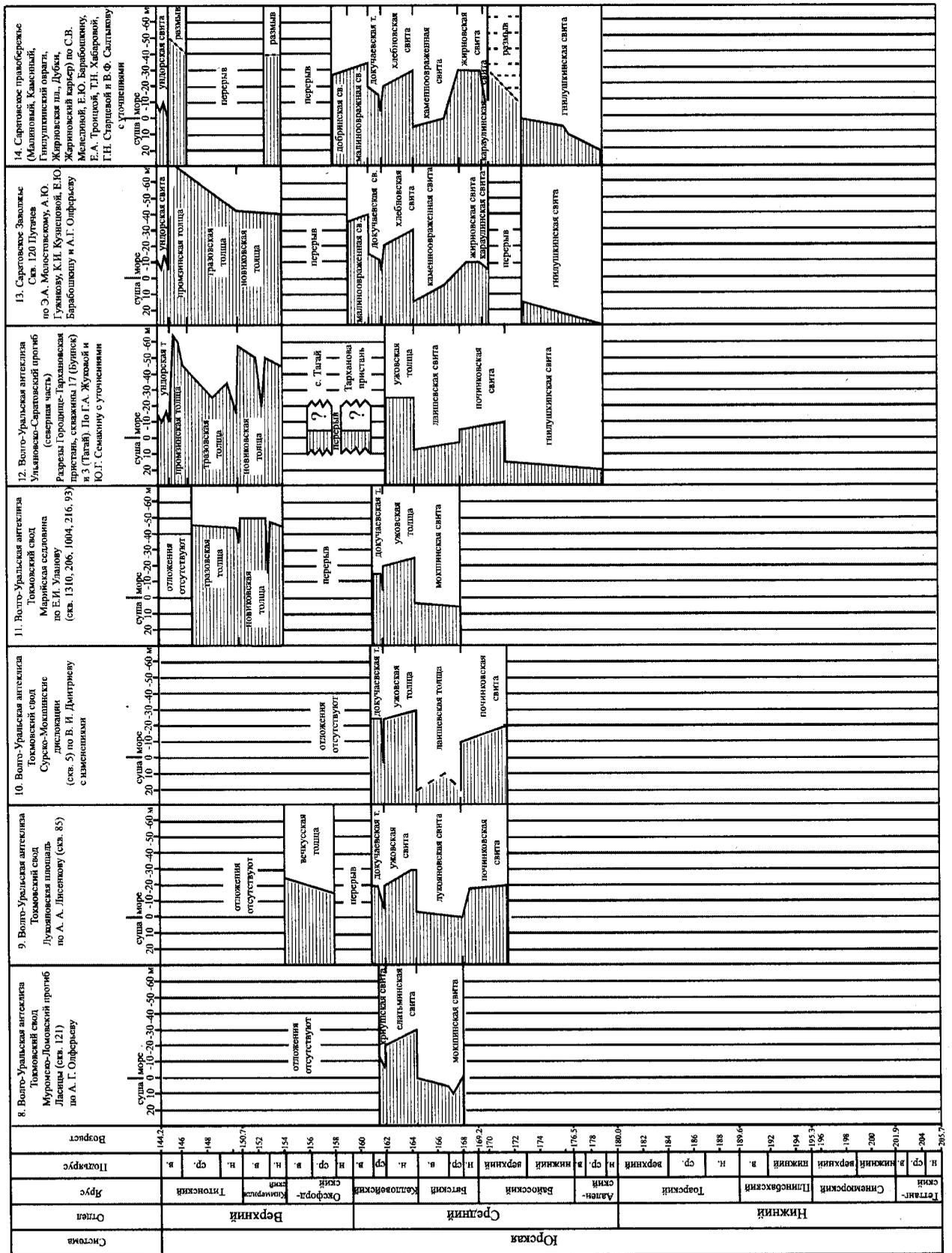


Литература

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Ильина В.И., Никитенко Б.Л. Плинсбах-тоарская биотическая перестройка на севере Сибири и в Арктике

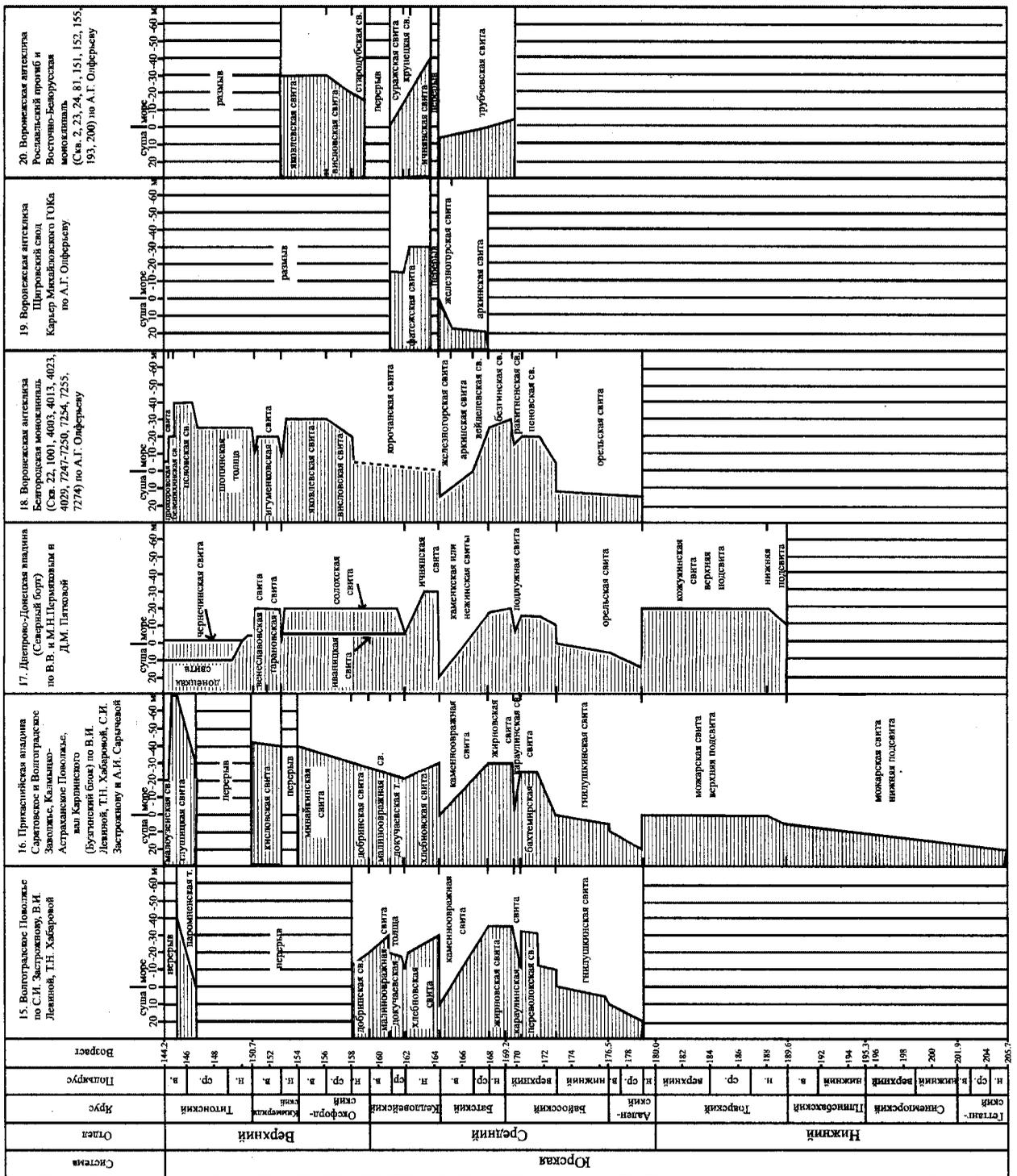
// Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 4. С. 61-80.

Левина В.И., Прохорова Н.П. Местные стратиграфические подразделения нижней и сред-



ней юры Прикаспийского региона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2002. Вып. 29. С. 6–13.  
 Мазарович А.Н. Среднеюрские отложения р. Иловли // Вестник Московской горной акаде-

мии. 1923. Т. 2, № 1. С. 29–50.  
 Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия келловя суббореальных районов СССР. М.: Наука, 1987. 184 с.



Меледина С.В. Бореальная средняя юра России (аммониты и зональная стратиграфия байоса, бата и келловея). Новосибирск: Наука, 1994. 184 с.

Митта В.В., Сельцер В.В. Первые находки *Arctosferalinitinae* (Ammonoidea) в юре юго-востока Русской платформы и корреляция бореального батского яруса со стандартной шкалой // Тр. Н.-и. ин-та геологии Саратовского гос. ун-та им. Н.Г. Чернышевского. Нов. сер. 2002. Т. 10, С. 12-39.

Найдин Д.П. Поздне меловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Статья 1. События мелового периода в океанах и морях // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67, вып. 5. С. 14-30.

Найдин Д.П. Поздне меловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Статья 2. События рубежей сеноман/турон и маастрихт/даний // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 3. С. 33-53.

Найдин Д.П. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Океаносфера и моря платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 2. С. 2–20.

Найдин Д.П. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы. Статья 2. Верхнемеловые секвенции платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 5. С. 49–65.

Найдин Д.П., Барабошкин Е.Ю. Об использовании стратиграфических данных по Русской плите для реконструкции юрских и меловых эвстатических колебаний уровня моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 5. С. 118–127.

Найдин Д.П., Сазонова И.Г., Пояркова З.Н. и др. Меловые трансгрессии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и Средней Азии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 5. С. 27–42.

Объяснительная записка к Унифицированной стратиграфической схеме юрских отложений Русской платформы. СПб: ВНИГРИ, 1993. 72 с.

Олферьев А.Г. Стратиграфия юрских отложений Московской синеклизы // Юрские отложения Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 48–61.

Олферьев А.Г. Юрские отложения востока Русской платформы // Вопросы совершенствования стратиграфической основы фанерозойских отложений нефтегазоносных районов России. СПб.: ВНИГРИ, 1997. С. 95–107.

Олферьев А.Г., Лобанов А.И., Меледина С.В., Старцева Г.Н. Об открытии морских верхнебайосских отложений в приосевой части Окско-Цнинского вала // Бюл. РМСК по центру и югу Русской платформы. Вып. 2. М.: Росгеолфонд, 1993. С. 109–116.

Репин Ю.С. Новые данные по стратиграфии юры Печорской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80, вып. 3. С. 17–25.

Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Тр. ВНИГРИ. 1967. Вып. 62. 261 с.

Салтыков В.Ф., Киселев О.И. Среднеюрские континентальные отложения гнилушкинской свиты Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 1. С. 16–35.

Сидравичене Н., Валюкявичюс Ю., Пашкевичюс Ю. и др. Lietuvos stratigrafiniai padaliniai. Lithuanian stratigraphic units. Стратиграфические подразделения Литвы. Vilnius: Lietuvos geologijos tarnyba, 1999. 368 с. (На литовском, английском и русском языках).

Троицкая Е.А., Хабарова Т.Н. Стратиграфия средней юры Нижнего Поволжья // Юрские от-

ложения Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 23–30.

Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы. СПб: ВНИГРИ, 1993. 27 листов схем.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.

Sahagian D. Epeirogeny of Europe and Western Asia // Cretaceous Res. 1989. Vol. 10, N 1. P. 33–48.

Sahagian D., Holland S.M. Eustatic sea-level curve based on a stable frame of reference: preliminary results // Geology. 1991. Vol. 19, N 12. P. 1209–1212.

Sahagian D., Jones M. Quantified Middle Jurassic to Paleocene eustatic variations based on Russian Platform stratigraphy: stage level resolution // Geol. Soc. Amer. Bull. 1993. Vol. 105, N 8. P. 1109–1118.

Sahagian D., Pinous O., Olferiev A., Zakharov V. Eustatic curve for Middle Jurassic – Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1996. Vol. 80, N 9. P. 1433–1458.

Vail P.R., Mitchum R.M., jr., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4. Global cycles of relative changes of sea level // Amer. Assoc. Petrol. Geologists. Mem. 1977. N 26. P. 83–97.

# КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ И УСКОРЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МОЛЛЮСКОВ ПАРАТЕТИСА

Л.А. Невеская, С.В. Попов, И.А. Гончарова, Л.Б. Ильина

Палеонтологический институт РАН, г. Москва

Многokратное увеличение скорости эволюции в условиях периодического замыкания бассейнов и резкого изменения гидрологического режима, вызывавших частичную или значительную гибель ранее существовавшей малакофауны, отмечалось многими исследователями, начиная с Н.И. Андрусова и позднее В.П. Колесниковым, Л.Ш. Давиташвили, Р.Л. Мерклиным и другими (библиографию см. в Ильина и др., 1976; Невеская и др., 1986).

Причины такого ускоренного видо- и формoобразования кроются в нарушении биоценологических отношений в бентосных экосистемах и вынужденной перестройке морских биоценозов. Вымирание большинства стенобионтных видов приводило к выпадению ряда экологических типов, характерных для нормально морских бассейнов: сверлильщиков, эпибионтных форм, свободно живших на поверхности грунта, инфаунных детритофагов и др., а также к изменению трофической зональности, обычной для морских бассейнов (Невеская и др., 1986). Вследствие этого немногие прогрессивные эврибионтные роды и виды, пережившие резкое изменение условий, испытывали бурное видо- и формoобразование, стремясь занять свободные экологические ниши.

Выпадение в Паратетисе экологических типов, представленных в морских бассейнах полигалинными видами, приводило к появлению сходных с ними морфотипов у эврибионтов, предки которых не имели подобных адаптаций. Примерами являются караганские фолადиды, перешедшие от сверления в плотных субстратах к жизни на поверхности грунта или в самом его верхнем слое, прикреплявшиеся биссусом сарматские кардииды *Aviculocardium* и *Kubanocardium*, жившие обычно на поверхности жидких илов сарматские *Cryptomactra* и акчагыльские *Avicardium*, четвертичные *Hypanis*, сверлившие плотные глинистые породы. Появление таких адаптаций, не характерных для представителей того или другого семейства, было названо А.И. Кафановым (1991) запредельной специализацией.

## Особенности эволюции неогеновых моллюсков Паратетиса

Представители семейств *Cardiidae*, *Mactridae*, *Rzehakiidae*, *Corbulidae*, *Lutetiidae*, *Pholadidae* из двустворчатых моллюсков и *Trochidae*, *Rissoiidae*, *Nassariidae* и *Potamididae* из гастропод были наиболее процветающими группами в бассейнах Паратетиса в эпохи с отклонявшейся соленостью: миксомезогалинных полуморских (сарматский, акчагыльский) и солоноватоводных (соленовский, позднеоттангско-коцахурский, паннонский, понтичеко-куяльницкий, апшеронский). Но характер и темпы эволюции этих семейств в бассейнах разного типа существенно различались (Невеская и др., 2005, 2006).

В миксоэвгалинных (сакараульский, раннетарханский, раннеконкский, карангатский) и миксополигалинных (раннечокракский, позднеконкский) умеренно трансгрессивных морях, связанных с открытыми водоемами, несмотря на значительное обеднение семейственного и родового состава по сравнению с одновременно существовавшими морскими бассейнами, практически не возникали новые роды и появление новых видов также было ограничено.

В полуморских миксомезогалинных всегда наиболее резко трансгрессивных водоемах, отвечавших стадии тектонического подпруживания, обычно наблюдалось возрастание изменчивости и скорости видо- и формoобразования. Скорость формoобразования была наиболее значительной в практически замкнутых солоноватоводных водоемах, уровень в которых мог сильно меняться, определяясь балансом стока и испарения, а также тектоническими причинами. В таких бассейнах доля возникших эндемичных видов доходила до 90% и формировались новые роды, подсемейства и даже семейства (Невеская и др., 2005).

Наиболее полно историю формирования фаун удается проследить для полуморских сарматского и акчагыльского бассейнов, где можно наблюдать вхождение в водоем исходных морских моллюсков (Колесников, 1935, 1950; Парамонова, 1997; Ильина, 1998). В результате повышенной изменчивости среди них формируется множество переходных форм. В таких случаях

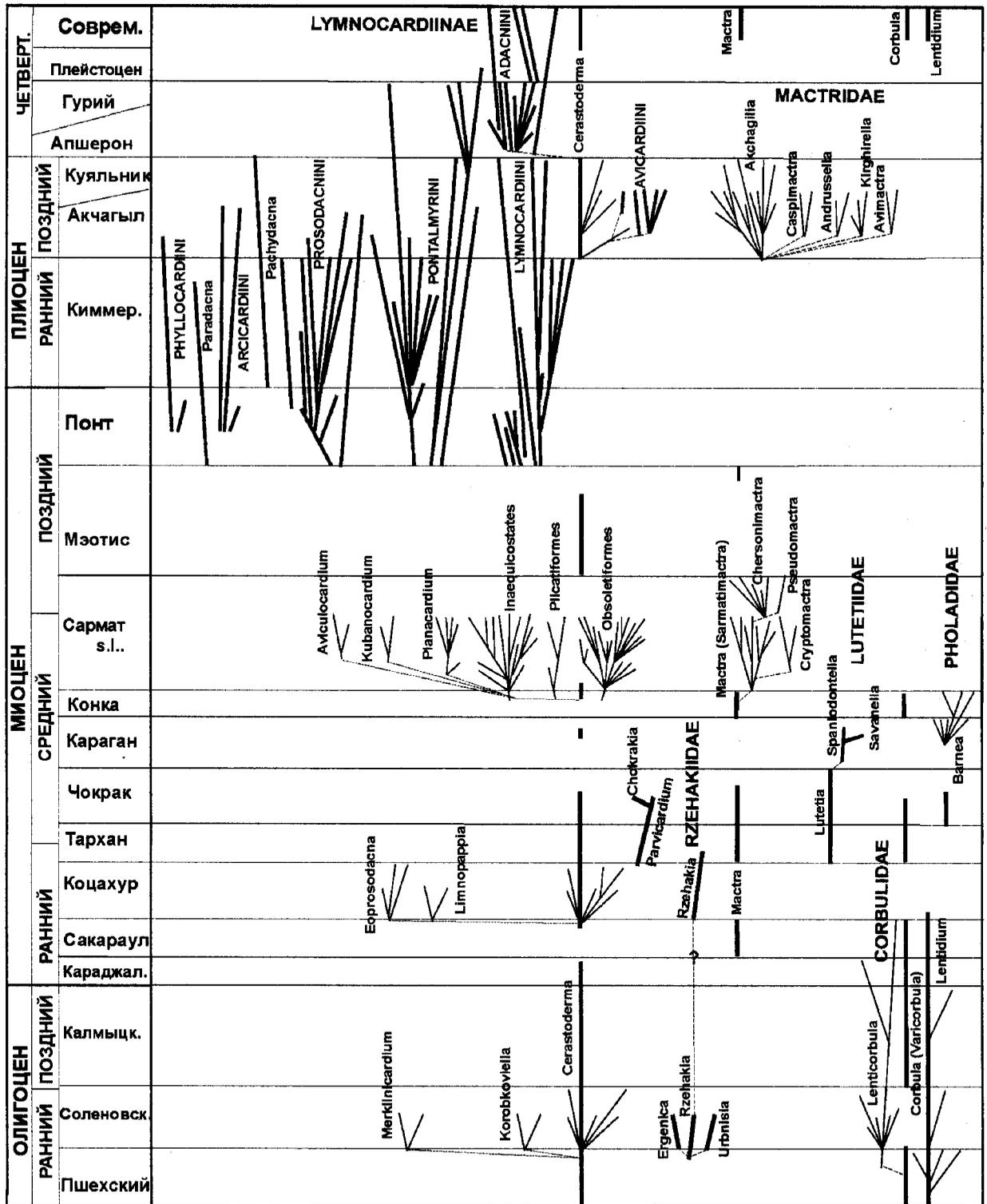


Рис. 1. Схема филогении и стратиграфического распространения основных семейств и родов моллюсков, дававших вспяжки видообразования в бассейнах Восточного Паратетиса.  
 Условные обозначения. Каждой линии соответствуют: 1 – исходный морской род; 2 – появление эндемичных видов; 3 – появление эндемичных родов

видно, что формо- и видообразование обычно шло градуалистически, часто путем фетализации, когда вновь возникавшие формы напоминали все более ранние стадии онтогенеза их морских предков. Такой ход эволюции удается наблюдать для кардиид (рис. 1) в олигоценовом соленовском водоеме, в бассейнах позднего оттанга, в раннечокракском бассейне, в раннем и среднем сармате и акчагыле (Neveeskaja et al., 2001).

Наряду с признаками, возникающими на основе фетализации (редукция замка, наружного слоя, упрощение строения ребер у кардиид), формировались новые признаки, не характерные для исходных морских предков: непропорциональное или гипертрофированное развитие отдельных элементов замка, крыловидная форма, возникновение синуса мантийной линии из-за развития длинных сифонов. Появление таких признаков, даже при возникновении новых родов и подсемейств, нередко происходило постепенно (Эберзин, 1959, 1962, 1967; Невеская и др., 1987). При этом на первых этапах становления надвидового таксона нередко возникали весьма разнообразные формы, которые выходили за пределы изменчивости более поздних представителей таксона. Такое архаическое разнообразие наблюдалось у *Pseudocatillus*, *Pontalmyra*, *Euxinocardium* в раннем понте, *Monodacna* в апшероне и других. (Невеская и др., 1987).

Постепенный ход эволюции с появлением переходных форм удается наблюдать также у кардиид, ржегакиид и корбулид в олигоценовом соленовском водоеме, кардиид в бассейнах позднего оттанга (на баварском материале) и в раннечокракском бассейне, лютециид в позднем чокраке, кардиид, мактрид и потамидид в раннем-среднем сармате и акчагыле, трохид и нассариид в раннечокракском и сарматском, риссоид в караганском и сарматском бассейнах (Neveeskaja et al., 2001; Невеская и др., 2006. рис. 1, 3; Ильина, 2006). В сходных условиях в случае повторных вселений морских форм в бассейны с соленостью, уклонявшейся от нормальной, обычно наблюдались близкие направления морфологических изменений, т.е. развитие было канализованным, обусловленным влиянием внешних условий. В то же время возникновение многочисленных гомеоморфных форм как у родственных таксонов в одновременно существовавших бассейнах (лимнокардиины, мактриды, ржегакииды, риссоиды), так и у представителей генетически далеких таксонов внутри одного водоема (крыловидные формы среди

лимнокардиин и мактрид), скорее всего, было обусловлено ограниченностью возможностей морфогенеза. При этом нередко продолжали существовать и переходные, менее уклонившиеся формы, что очень затрудняет разработку систематики и делает крайне субъективным деление наблюдаемых филетических ветвей на виды и роды.

Реже возникновение новых таксонов шло по пути скачкообразного видообразования, и тогда об их предках можно судить только более или менее предположительно (*Prionopleura* в киммерии, *Caspicardium* в апшероне среди двустворок, *Coelocanthia* среди гастропод).

В ряде случаев невозможно проследить начальные стадии развития отдельных высоко эндемичных малакофаун. В частности, коцахурская фауна, по-видимому, пришла из западного оттангского бассейна, уже сформировавшейся в наиболее опресненных его участках. То же имеет место для раннепонтической фауны, пришедшей из Эгейского мессинского бассейна. Иногда вообще невозможно выявить корни уже вполне сформированной специфичной фауны, в частности у паннонских и апшеронских двустворчатых моллюсков. В этих случаях отмечается «криптогенная» фаза: если и удастся наблюдать промежуточные слои, то они содержат редкие мелкие формы с тонкостенной раковиной, которые только с большой натяжкой можно отнести к тому или другому роду. Затем происходила вспышка разнообразия с появлением новых родов и подродов, приход которых из другого бассейна исключен.

Что касается зависимости скорости формообразования от времени существования бассейнов, то она не была прямо пропорциональной. Например, в замкнутом солоноватоводном Паннонском бассейне, существовавшем около 8 млн лет, отмечается 18 родов лимнокардиин, а в такого же типа портаферско-киммерийском, существовавшем около 2,5–3,0 млн лет – более 20. Правда, число видов в первом значительно выше, чем во втором, но это, скорее связано с отсутствием современной ревизии видового состава моллюсков Паннонского водоема.

В полуморском сарматском бассейне за 2,5–3,0 млн лет возникло только пять новых родов двустворок, т.е. значительно меньше, чем в портаферско-киммерийском за то же время. В этом случае, вероятно, меньшие темпы формообразования объясняются более разнообразным

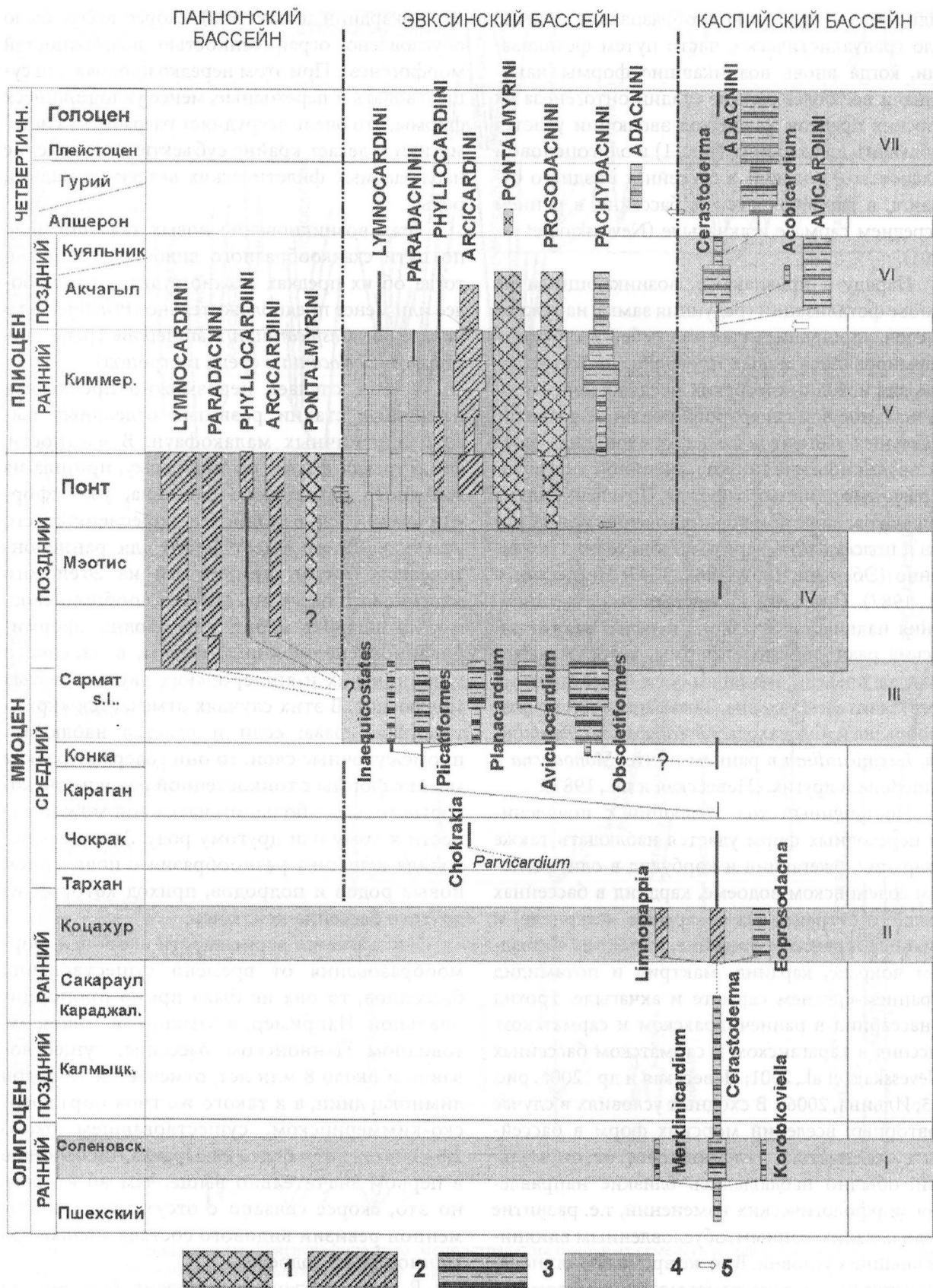


Рис. 2. Схема филогении и распространения триб кардиид подсемейства *Lymnocaridiinae*. Заливкой 1-4 показано происхождение представителей триб: 1 – в Средиземноморском (Мессинском) бассейне; 2 – в Западном Паратетисе; 3 – в Восточном Паратетисе; 4 – происхождение неизвестно; 5 – направление миграции. Римскими цифрами и светлосерой заливкой обозначены основные этапы дивергенции лимнокардиин в периоды замыкания Паратетиса

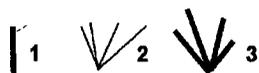
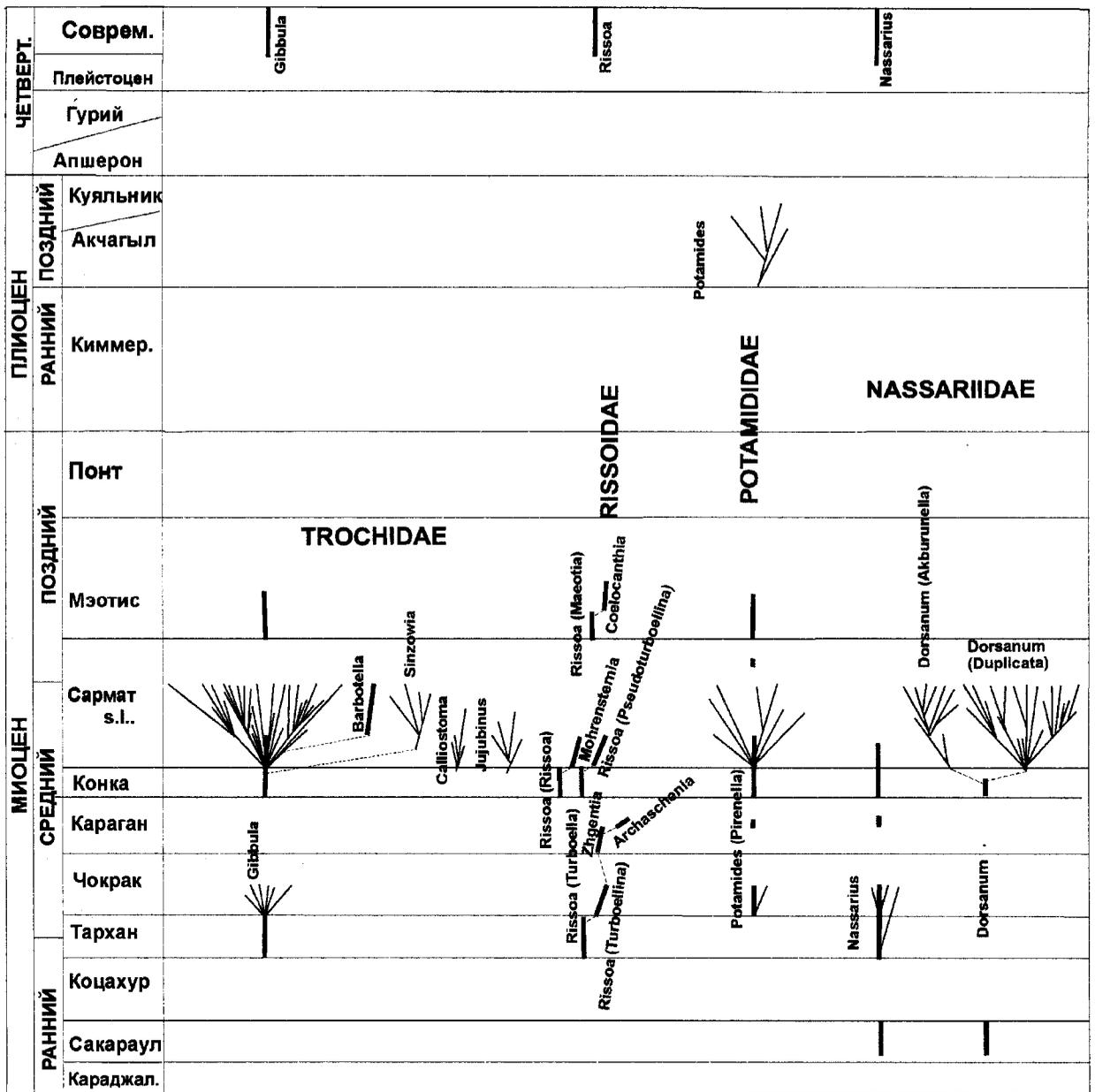


Рис. 3. Схема филогении и стратиграфического распространения основных семейств и родов гастропод, дававших вспышки видообразования в неогеновых бассейнах Восточного Паратетиса.  
 Условные обозначения. Каждой линии соответствуют: 1 – исходный морской род; 2 – появление эндемичных видов; 3 – появление эндемичных родов и подродов.

семейственным составом сарматских двустворчатых моллюсков, а, следовательно, большей степенью конкуренции. Поражает число видов рода *Didacna*, возникших в плейстоценовом Понто-Каспии за 600–800 тыс. лет – более 70. Скорее всего, эта вспышка видообразования обусловлена очень бедным родовым составом двустворок (всего 5 родов), а также значительными многократными изменениями режима и уровня Понто-Каспия в плейстоцене. С другой стороны в полуморском замкнутом позднечокракском бассейне, сравнимом по времени существования с плейстоценовым Понто-Каспием, в результате резко изменившихся условий состав биоты сократился до четырех семейств, пяти родов и шести видов двустворчатых моллюсков, но никакого формообразования не произошло (Гончарова, 1989).

Об интенсивности видо- и формообразования можно судить по числу возникших на каждом этапе родов и видов. По этому критерию на первые места выходят киммерийский и понтический солоноватоводные водоемы (11 и 8 новых родов, 64 и 83 новых вида среди двустворчатых моллюсков) и сарматский и акчагыльский миксомезогалинные бассейны (7 и 10 новых родов, 84 и 56 новых видов двустворчатых моллюсков). По гастроподам лидирует сарматское море (3 эндемичных рода, 3 подрода, более 100 видов). За ними следуют солоноватоводные водоемы: паннонский, апшеронский, соленовский, коцахурский, а также эоплейстоценовый Понто-Каспий и караганский полуморской бассейн.

Интересно также отметить, что на каждом этапе состав вовлеченных в процесс формообразования семейств был различен. Только кардииды, представленные подсемейством лимнокардиин, участвовали во всех эпизодах, кроме караганского. Во всех других случаях наряду с лимнокардиинами отмечались корбулиды и ржегакииды в соленовском бассейне, ржегакииды – в коцахурском, мактриды и риссоиды – в сарматском, мактриды – в акчагыльском. Что касается караганского водоема, то в нем новообразования подверглись лютецииды, фолациды и риссоиды.

Если господство лимнокардиин в солоноватоводных бассейнах вполне объяснимо их крайней эвригалинностью и эврибионтностью, то отсутствие других семейств в некоторых полуморских бассейнах, в частности корбулид или мактрид, не поддается объяснению. На такой случайный отбор таксонов обратил впервые внимание Р.Л. Мерклин (1966).

### Эволюция плейстоценовых дидакн Каспия

На протяжении конца плиоцена и всего плейстоцена Каспийский бассейн оставался замкнутым солоноватоводным, изолированным от Мирового океана и при этом испытывал резкие колебания уровня, временами приводившие к стоку излишка вод в Азово-Черноморский водоем. Причины этих трансгрессивно-регрессивных циклов Каспия далеко не очевидны. Казалось бы, для замкнутого бассейна они должны полностью определяться балансом стока и испарения. Однако для позднего плейстоцена, где есть детальные палинологические данные о флюктуациях климата и радиоуглеродные датировки возраста, непосредственная связь трансгрессий с количеством выпадающих осадков и влажностью климата не подтверждается. Напротив, начало новокаспийской трансгрессии совпало с резкой аридизацией. Раннехвалынская трансгрессия была сложным многоступенчатым процессом, но ее максимальная третья стадия (+48–+50 м) также совпала с резким похолоданием и аридизацией позднего дриаса (Лаврушин и др., 2001). Поэтому для объяснения колебаний уровня и наблюдаемых резких флюктуаций солености Каспия приходится предполагать менее очевидные тектонические и геологические причины: связывать их с эпизодами горизонтального сжатия, изменением объема прогибов и вскрытием артезианских бассейнов (Лаврушин и др., 2001; Леонов и др., 2005 и др.).

В конце плиоцена (поздний акчагыл) Каспийский бассейн был значительно опреснен, из кардиид продолжали существовать лишь немногие наиболее эврибионтные церастодермы. Они, вероятно, и дали начало эндемичным солоноватоводным видам четырех родов лимнокардиин: *Monodacna*, *Apsheronia*, *Parapsheronia*, *Plagi-odacnopsis*, расселившимся в раннеапшеронском бассейне. К ним в начале позднего апшерона добавились *Hyrkania*, *Didacnoides*, *Hypanis* и *Caspicardium* (Колесников, 1950; Neveeskaja et al., 2001, рис. 9). Всего в апшеронском бассейне насчитывалось 36 видов восьми родов кардиид, к концу апшерона все эти роды вымерли. Уровень моря в это время поднимался до +100 м.

Происхождение характерного для неоплейстоценового Каспия рода *Didacna* остается дискуссионным. Представители этого рода широко распространены и имеют большое стратиграфическое значение, являясь единственной группой, на эволюции которой построена стратиграфическая схема Каспийского бассейна. Первые представители *Didacna* отмечаются в самых

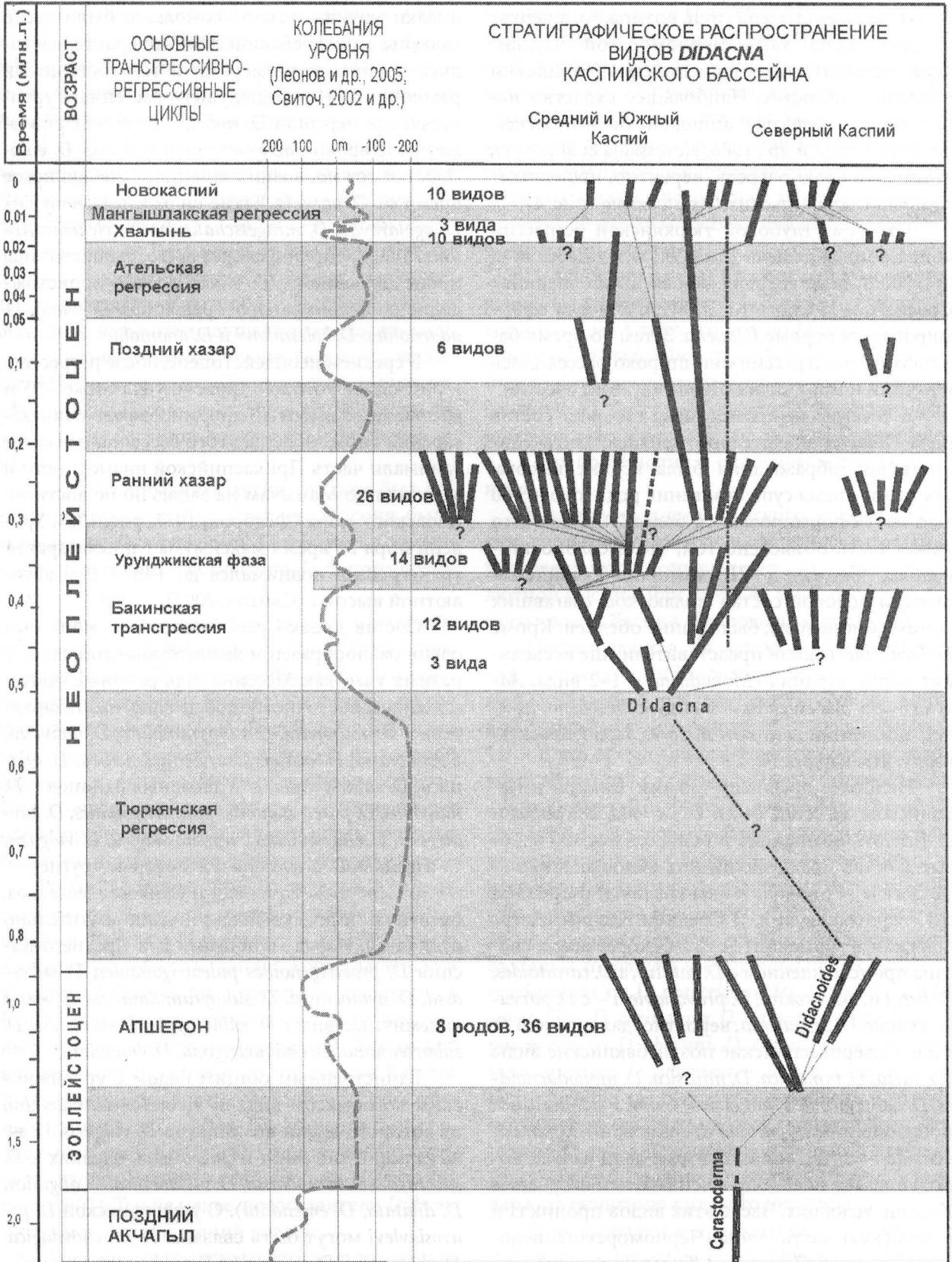


Рис. 4. Схема филогении и стратиграфического распространения видов рода *Didacna* в плейстоцене в связи с трансгрессивно-регрессивной цикличностью Каспия. Серой заливкой обозначены периоды регрессий (ниже современного уровня Каспия), к которым приурочены основные этапы дивергенции рода.

низах неоплейстоцена (или, возможно, в верхах эоплейстоцена) как в Черноморской (чаудинский горизонт), так и в Каспийской (бакинский горизонт) областях. Наибольшее сходство наблюдается у *Didacna* с апшеронскими *Didacnoides* (Невесская и др., 1986; Nevevskaia et al., 2001), которые в свою очередь, вероятно, происходят от позднеакчагыльских *Cerastoderma* (рис. 4).

Во время глубокой тюркянской регрессии конца эоплейстоцена (до -200 м по Леонову и др., 2005), вода сохранялась лишь во впадинах Среднего и Южного Каспия, где и могли сформироваться первые *Didacna*. Затем во время бакинской трансгрессии они широко расселились в Каспии и проникли в Черноморский бассейн.

В течение неоплейстоцена видовой состав рода *Didacna* значительно менялся. Интенсивность видообразования была крайне высока, так что за время существования рода (около 500 тыс. лет) сформировались более 70 видов. Это может быть объяснено тем, что в солоноватоводных бассейнах Черноморско-Каспийской области родовой состав моллюсков, слагавших донные биоценозы, был крайне обеднен. Кроме *Didacna* здесь жили представители еще нескольких родов кардиид (*Monodacna* – 1–2 вида, *Adacna* – 2 вида, *Huranis* – 1 вид) и *Dreissena*, причем последний занимал другую экологическую нишу, чем кардииды.

Наиболее древними видами *Didacna* в Каспийском бассейне были *D. parvula*, *D. catillus* и *D. fedorovi*, обитавшие в раннебакинском водоеме. Состав позднебакинских видов значительно богаче (12 видов) и был различен в Среднем и Северном Каспии. В Среднем Каспии (Азербайджан, Туркмения) *D. rudis*, скорее всего, связана происхождением с *D. catillus*, а *D. carditoides*, *D. bergi* и, возможно, *D. pravoslavlevi* – с *D. parvula*. Редкие *D. corpulenta*, вероятно, дали начало *D. rudis*. Северокаспийские позднебакинские виды (*D. curta*, *D. tamanica*, *D. miussica*, *D. monodacnoides*, *D. lissitzyni*, *D. symmetrica*) были в основном и произошли от *D. parvula* и, возможно, *D. monodacnoides* – от *D. catillus*, которые дали начало новым видам в более опресненных, чем в Среднем Каспии, условиях. Часть этих видов проникла и в азовскую часть Азово-Черноморского водоема (Северное Приазовье, Таманский п-ов).

Абсолютный уровень Каспия в течение бакинской трансгрессии поднимался до +45–+50 м (Свиточ, 2002). После непродолжительной регрессии здесь продолжал существовать солоноватоводный урунджикский водоем, уровень которого был около 0 м абсолютной высоты. Виды

дидакн урунджикского комплекса были тесно связаны с позднебакинскими и характеризовались крупными размерами и толстостенными раковинами. Из предыдущего бассейна в урунджикский перешли *D. rudis*, *D. bergi* и *D. pravoslavlevi*. Широко распространенный вид *D. eulachia*, возможно, возник еще в позднебакинское время от *D. parvula*. Такие виды как *D. nalivkini*, *D. agolarovae*, *D. mingetschaurica*, *D. celekenica*, *D. linleyi*, *D. porsugelica*, скорее всего, были связаны происхождением с *D. rudis*. Неясно происхождение локально распространенных *D. plana*, *D. adacnoides*, *D. kolesnikovi* и *D. anomala*.

В среднем неоплейстоцене, после регрессии, в результате которой уровень упал ниже -30 м абсолютной высоты, сформировался раннехазарский бассейн. Воды этого бассейна на севере занимали часть Прикаспийской низменности и заходили по Манычам на запад, но не достигли Азовского моря (Федоров, 1957, рис. 125). Уровень моря во время максимума раннехазарской трансгрессии поднимался до +45–+50 м абсолютной высоты (Свиточ, 2002).

Состав дидакн раннехазарского моря был очень разнообразен и значительно отличался в разных участках бассейна. Для районов, прилегающих к восточному побережью, были характерны *D. umbonata*, *D. subpyramidata*, *D. nalivkini*, *D. subcrassa*, *D. ovatocrassa*, *D. turkmenica*, *D. aligulica*, *D. subtrigonula*, для западных районов – *D. nalivkini*, *D. praetrigonoides paleotrigonoides*, *D. kovalevskii*, *D. charamica*, *D. mischovdagica*, *D. vulgaris*, *D. trigonula*, *D. artemiana* и некоторые другие.

В Северном Прикаспии (Нижняя Волга, оз. Баскунчак и др.) комплекс дидакн значительно отличался. Наряду с общими для Среднего Каспия *D. praetrigonoides paleotrigonoides*, *D. subcrassa*, *D. ovatocrassa*, *D. subpyramidata*, здесь жили эндемичные виды *D. sublongipes*, *D. subrudis*, *D. subartemiana*, *D. obliquetrigona*, *D. emendata*.

Единственным общим видом с урунджикским комплексом дидакн является *D. nalivkini*, от которого могли возникнуть *D. vulgaris*, *D. schirvanica*, *D. subcrassa* и ряд видов, близких к *D. subcrassa* (*D. ovatocrassa*, *D. turkmenica*, *D. aligulica*, *D. dilatata*, *D. emendata*). С урунджикской *D. pravoslavlevi* могут быть связаны *D. mischovdagica*, *D. charamica*, *D. gurganica*, *D. umbonata*, *D. kovalevskii*, но все эти виды имеют заметно килеватую макушку в отличие от *D. pravoslavlevi*, а первые три вида характеризуются очень мелкими размерами. Среди раннехазарского комплекса отмечаются и виды, для которых назвать их предположительных предков пока невозможно. Это

очень неравносторонние, удлиненные, с килеватой макушкой *D. subrudis*, *D. obliquetrigona*, *D. sublongipes*, уплощенные, с низкой макушкой и слабо выраженным перегибом *D. artemiana* и *D. subartemiana* и некоторые другие.

В конце среднего неоплейстоцена отмечалась значительная регрессия. Падение уровня Каспийского моря по отношению к современному оценивается как -60 м (-90 м абсолютной высоты по Безродных и др., 2004). Началу позднего неоплейстоцена отвечает позднехазарский бассейн. Уровень вод в этом бассейне был ниже, чем в предыдущее время, но площадь его была значительно больше, чем ныне, захватывая большую часть Прикаспийской низменности. Воды Каспия вторглись по Манычам на запад, но не достигли Азовского моря (Федоров, 1978).

Комплекс позднехазарских дидакн был достаточно обеднен. Для Среднего Каспия были характерны *D. surachanica*, *D. subcrassa*, *D. delenda*, для Северного - *D. subcrassa*, *D. hyrcana* и редкие *D. delenda*.

Связь позднехазарских дидакн с раннехазарскими достаточно явная: *D. surachanica* произошла либо от *D. vulgaris*, либо от *D. ovatocrassa*, но первый вид более крупный и с более равносторонней раковиной; *D. delenda*, вероятно, связана происхождением с *D. subcrassa*, от которой отличается более заметным килевым перегибом и большим числом ребер; *D. hyrcana*, скорее всего, произошла от *D. dilatata* через развитие большей килеватости в области макушки.

После довольно продолжительной ательской регрессии, когда падение уровня оценивается в 70-100 м (Безродных и др., 2004), всю Каспийскую область занял раннехвалынский бассейн, затопивший огромные площади в Прикаспийской низменности, а также низменные районы Западной Туркмении, Куринской низменности и восточного побережья Каспия. Максимальный уровень доходил до абсолютных отметок +47-+50 м. По Манычскому проливу шел сток каспийских вод в новоэвксинский Азово-Черноморский бассейн (Лаврушин и др., 2001). Тем не менее, представители *Didacna* не проникли в последний водоем.

Для раннехвалынского бассейна так же, как и для последующего позднехвалынского, было вновь характерно массовое развитие килеватых дидакн - *D. praetrigonoides praetrigonoides*, наряду с которыми существовали *D. protracta* и *D. subcatillus*. В Среднем Каспии жили также *D. parallella* и *D. delenda*, а в Северном - *D. ebersini*, *D. hyrcana*,

*D. tanaitica* и редкие *D. delenda*. Из позднехазарского водоема сюда перешли только *D. delenda* и *D. hyrcana*. Вид *D. subcatillus*, по-видимому, произошел от *D. surachanica*, а *D. ebersini* - от *D. praetrigonoides* или *D. trigonula*, тогда как происхождение *D. protracta* и *D. parallella* пока остается неясным. В конце раннехвалынского времени вновь отмечалась регрессия с падением уровня до -45- -50 м (-20 м абсолютной высоты по Безродных и др., 2004).

Позднехвалынский бассейн имел меньшие размеры и более низкий уровень (приблизительно - 2 м). Стока его вод по Манычской долине уже не было (Федоров, 1957, рис. 127; 1978). Видовой состав дидакн был весьма бедным: в Среднем Каспии преобладали *D. praetrigonoides praetrigonoides* и встречались редкие *D. parallella*, а в Северном Каспии в основном жили *D. protracta*.

В конце позднехвалынского времени (7-9 тыс. лет назад) произошла очередная регрессия, и уровень моря понизился до -73- -74 м абсолютной высоты, или на 44-45 м ниже современного уровня Каспия (Безродных и др., 2004).

Последовавшая за регрессией трансгрессия привела к образованию новокаспийского бассейна (0-7 тыс. лет), когда уровень моря был близок к современному (Федоров, 1957, рис. 128). В это время сформировался современный комплекс дидакн, состоящий из *D. trigonoides*, *D. crassa*, *D. baeri*, *D. carinata*, *D. pyramidata*, *D. barbotdemarnyi*, *D. profundicola*. Возможно, продолжали встречаться редкие *D. parallella*. Все входящие в него виды, кроме редко встречавшихся *D. parallella*, характерны только для этого комплекса, но тесно связаны с видами предыдущего комплекса. Так, *D. trigonoides* и *D. pyramidata* несомненно происходят от *D. praetrigonoides*, *D. baeri* - от *D. subcatillus*, *D. carinata* и *D. barbotdemarnyi* - скорее всего, от *D. ebersini*, *D. crassa* сходна с позднехазарскими *D. subcrassa*, и, хотя последний вид не встречен в хвалынских отложениях, возможно, какой-то его потомок, пока неизвестный, дал начало *D. crassa*. Глубоководный вид *D. profundicola*, может быть, произошел от *D. crassa* благодаря сглаживанию килевого перегиба.

Кроме дидакн в новокаспийском море, как и раньше, жили виды родов *Monodacna*, *Adacna*, *Hupanis*, *Dreissena*. К ним в последнее время присоединились *Cerastoderma glaucum*, *Mytilaster lineatus* и *Abra segmentum* [= *A. ovata* (Phil.)], которые начали вытеснять солоноватоводные виды, в том числе и дидакн, хотя гидрология Каспия заметно не менялась.

В целом неоплейстоценовые комплексы каспийских дидакн в серии последовательных бассейнов каждый раз довольно резко отличались от предыдущих, но не показывают значительных изменений во время трансгрессий. Создается впечатление, что формирование новых видов шло в остававшихся во время регрессии относительно небольших водоемах, а затем в начале следующей трансгрессии они распространялись по всему Каспийскому бассейну, создавая различные по составу видов сообщества в разных участках моря.

### Заключение

Уже со второй половины олигоцена подъемы уровня моря во внутриконтинентальных водоемах Паратетиса стали определяться не столько эвстатикой, сколько палеогеографическими связями, изменениями баланса стока и испарения, а также тектоническими причинами: погружением структур и подпруживанием бассейнов в зоне проливов. В этапы нарушения гидрологического режима и зоогеографических связей, когда большая часть морского бентоса вымирала, представители наиболее эврибионтных семейств давали начало многочисленным видам, родам и даже семействам, занимавшим освободившиеся экологические ниши. Вспышки ускоренного формообразования были характерны как для трансгрессивных полуморских бассейнов (сарматского, акчагыльского), так и для солоноватоводных водоемов Паратетиса (соленовского, коцахурского, паннонского, понтического и для плиоцен–четвертичных Эвксинского и Каспийского бассейнов). В результате градуалистических, а реже и скачкообразных изменений, эндемичные таксоны приобретали признаки, свидетельствующие об экологических адаптациях, не свойственных морским предкам. Наиболее высокие скорости формообразования наблюдались в киммерийском и понтическом солоноватоводных водоемах и полуморских сарматском и акчагыльском бассейнах и не зависели от высоты стояния вод. В полностью замкнутых водоемах плейстоценового Каспия видообразование также происходило очень быстро (70 видов за 600–800 тыс. лет) и было приурочено преимущественно к регрессивным этапам, трансгрессии приводили к широкому расселению уже появившихся видов.

Изложенный материал показывает, что вспышки ускоренного формо- и видообразования моллюсков во всех случаях происходили в результате разрушения сложившейся струк-

туры сообществ и возникновения свободных экологических ниш. Причины таких нарушений в эпиконтинентальных бассейнах могли быть различными, но часто прямо или косвенно были связаны с колебаниями уровня моря в Паратетисе. Трансгрессивно-регрессивные события, определявшиеся тектоникой, изменениями климата, палеогеографическими связями или интенсивностью речного стока и сопровождались стрессовыми условиями для бентосной фауны. Более стенобионтные группы вымирали, освобождая экологические ниши, занимаемые эврибионтами группами, способными к быстрым эволюционным изменениям.

В бассейнах, где стрессовые условия формировались в их трансгрессивную фазу (например, сарматский и акчагыльский водоемы), процессы вымирания и формо- и видообразования удастся проследить непосредственно на палеонтологическом материале и наблюдать более или менее непрерывные филетические ряды во многих группах моллюсков. Там же, где нарушение биоценологических систем сопровождалось регрессией, эволюционные процессы обычно не удастся проследить непосредственно, а наблюдаемые стадии являются периодами эволюционной стабильности. Последний случай ярко иллюстрирует плейстоценовая история рода *Didacna*.

Эволюция моллюсков в замкнутых бассейнах обычно оказывалась тупиковой, так как возникшие эндемичные формы вымирали при изменении условий. Однако это скорее характеризует эфемерность самих бассейнов, а не эволюционные процессы, идущие в них. Поэтому проследивание на массовом материале детальных преобразований моллюсков, многократно повторенное в разновременном существовавших водоемах, очень показательное в качестве модельных объектов для изучения преобразований, идущих в природных популяциях в условиях пониженной конкуренции.

### Литература

Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В. и др. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 114–124.

Гончарова И.А. Двустворчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов. М.: Наука, 1989. 197 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 234).

- Ильина Л.Б., Невеская Л.А., Парамонова Н.П. Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии. М.: Наука, 1976. 288 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 155).
- Ильина Л.Б. Зоогеография сарматских гастропод // Палеонтол. журн. 1998. № 4. С. 22–30.
- Ильина Л.Б. Морфогенез Rissoidae (Gastropoda) во внутриконтинентальных бассейнах Восточного Паратетиса // Палеонтол. журн. 2006. № 4 С. 54–63.
- Кафанов А.И. Двустворчатые моллюски и фаунистическая биогеография Северной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 196 с.
- Колесников В.П. Сарматские моллюски. Л.: Изд-во АН СССР, 1935. 507 с. (Палеонтология СССР. Т. 10. Ч. 2).
- Колесников В.П. Акчагыльские и апшеронские моллюски. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 259 с. (Палеонтология СССР. Т. 10. Ч. 3. Вып. 12).
- Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г., Лиуенберг Д.А. Направления и результаты влияния геологических факторов на колебания уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «ГЕО», 2001. С. 105–130.
- Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Бобылова Е.Е. и др. Геологическая история четвертичных осадочных бассейнов Каспийского региона за последние 700000 лет: седиментационные и геодинамические события. М.: Научный мир, 2005. 33 с. (Тр. Геологического ин-та РАН. Вып. 568).
- Мерклин Р.Л. О некоторых особенностях состава родов и видообразования у двустворчатых моллюсков в связи с ослаблением солености в третичных морях юга СССР // Организм и среда в геологическом прошлом. М.: Наука, 1966. С. 181–189.
- Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. История неогеновых моллюсков Паратетиса. М.: Наука, 1986. 208 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 220).
- Невеская Л.А., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П. и др. Эволюционные преобразования моллюсков в бассейнах различного типа // Палеонтол. журн. 1987. № 4. С. 5–15.
- Невеская Л.А., Попов С.В., Гончарова И.А. и др. Ускоренная эволюция моллюсков Восточного Паратетиса в условиях пониженной конкуренции // Эволюция биосферы и биоразнообразие. М.: КМК, 2006. С. 334–358.
- Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. Типы неогеновых морских и неморских бассейнов на примере Восточного Паратетиса // Палеонтол. журн. 2005. № 3. С. 3–12.
- Парамонова Н.П. История сарматских и акчагыльских двустворчатых моллюсков. М.: Наука, 1994. 212 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 260).
- Свиточ А.А. Четвертичная геология, палеогеография, морской плейстоцен, соляная тектоника. М.: РАСХН, 2002. 650 с.
- Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Тр. Геологического ин-та АН СССР. Вып. 10. 298 с.
- Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с. (Тр. Геологического ин-та АН СССР. Вып. 310).
- Эберзин А.Г. Солонатоводные кардииды плиоцена СССР. Ч. 3. *Prosodacna*, *Prionopleura* и *Pachydasna*. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 196 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 74).
- Эберзин А.Г. Солонатоводные кардииды плиоцена СССР. Ч. 4. Род *Didacna Eichwald*. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 179 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 91).
- Эберзин А.Г. Солонатоводные кардииды плиоцена СССР. Ч. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1967. 168 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 112).
- Невесская Л.А., Парамонова Н.П., Попов С.В. History of Lymnocardiinae (Bivalvia, Cardiidae) // Paleontol. Journ. 2001. V. 35. Suppl. 3. P. 147–217.

# ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

**С.В. Попов<sup>1</sup>, А.С. Застрожнов<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Палеонтологический институт РАН, г. Москва

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, г. Санкт-Петербург

К концу палеогена Паратетис состоял из двух крупных окраинных морей – Альпийско-Карпатского и Кавказско-Копетдагского, каждое из которых имело осевую глубоководную часть, а также северный и южный шельфы (Шерба, 1993; Popov et al., 2004). В олигоцене–миоцене флишевые бассейны Карпат и Кавказа закрылись, образовав Паннонский и Эвксино-Каспийский внутриконтинентальные замкнутые или полузамкнутые водоемы. Последний получил название Восточного Паратетиса. Его южный шельф находился под постоянным влиянием зоны альпийской складчатости и в значительной степени переработан орогенными процессами. Северная окраина покрывалась как прибрежными осадками, так и относительно глубоководными фациями (с глубинами до 1000 м), накапливавшимися в крупных прогибах, таких как Индоло-Кубанский и Терско-Сунженский.

При оценке колебаний уровня моря важной информацией являются абсолютные отметки высот, на которых залегают осадки трансгрессивных серий. Хотя в отдельных структурах высоты залегания искажены последующими тектоническими процессами, соотношение отметок внутри структур и усредненные данные без учета крайних значений позволяют сравнивать уровни трансгрессий разного возраста. Оценить время и глубину падений уровня базиса эрозии при регрессиях можно по глубине врезов крупных рек, датирующих падения базиса эрозии. Использование этого источника информации затруднено из-за сложностей датировки врезов, особенно в континентальных фациях. Наиболее подробно изучена и продатирована А.С. Застрожновым неогеновая история нижнего течения палео-Дона.

## Майкоп

Предшествующий обширный позднеэоценовый Белоглинский бассейн имел общий шельф с Альпийско-Карпатским водоемом, а в наиболее трансгрессивное время в середине позднего эоцена (зоны NP19 – начало NP20, слои с *Globigerapsis index*, время отложения ман-

дриковских слоев) местами перекрывал Украинский щит, доходил до Среднего Поволжья, Южного Урала и Западной Сибири (Popov et al., 2004, map 1). Отступление морского бассейна началось в середине позднего эоцена, а к концу позднего эоцена (слои с *Bolivina*) произошло осушение Днепровско-Донецкой впадины, Северного Прикаспия и всей Западно-Сибирской низменности, Тургая до Приаралья, где к началу олигоцена (ащейрык) море оставалось лишь в пределах осевой части Северо-Устьюртского прогиба.

На Скифской плите и Восточно-Европейской платформе эрозионные долины времени этой регрессии неизвестны, но сохранились в Северном Приаралье, где они разбурены и изучены благодаря богатым залежам железных руд, формировавшимся в дельтовых условиях (Вознесенский, 1978). Наиболее глубокие врезы датируются концом эоцена – началом олигоцена и имеют амплитуду от 20 до 70–80 м относительно поверхности эоцена.

Майкопские осадки залегают на белоглинско-харьковских с перерывом, величина которого увеличивается к краям прогибов, а непрерывные разрезы известны в основном по скважинам, где найдены переходные комплексы фауны. По сейсмическим данным эти эрозионные поверхности прослеживаются и в глубоководных черноморских впадинах (Gillet et al., 2003).

Последующая трансгрессия раннего олигоцена имела несколько импульсов. На первой стадии (рубановское и кызылджарское время) наблюдалось постепенное наступание моря в пределах прогибов. Максимум раннеолигоценовой трансгрессии приходится на никопольское, раннецимлянское и раннеащейрыкское время, когда мелководные фации с богатой бентосной фауной доходили до Никополя (+20 м абс. высоты по Чекунов и др., 1976), море залило Днепровско-Донецкую впадину (в районе Киева осадки залегают на абсолютных высотах около +100 м), через Тургай достигло Западно-Сибирской низменности (курганские слои). В районе

Волгограда осадки этой стадии обнажаются и вскрываются скважинами на высотах +80–+100 м. Они протягивались и значительно севернее Волгограда, где сохранились в Балыклейском грабене, но в основном уничтожены эрозией. Последующие морские отложения также местами поднимаются до высот около +100 м, но отмечается общее поглубение фаций, сокращение площади морского бассейна и прибрежной равнины.

К концу пшехского времени море отступило и остракодовые слои соленовского горизонта местами ложатся трансгрессивно, не достигая однако границ никопольско-ащайрыкского бассейна. Трансгрессия развивалась постепенно и судя по данным для Туранской плиты (Вознесенский, 1978) в начале соленовского времени море заливало прибрежную равнину, образуя крупные ингрессионные заливы. Отложения максимума соленовской трансгрессии с характерной солоноватоводной фауной вскрываются у Волго-Донского канала, поднимаясь до абсолютных высот +80–+90 м. В Причерноморье они (молочанская свита) не выходят на поверхность и выклиниваются на глубинах около –10 м в краевых частях (Чекунов и др., 1976, рис. 24). Вышележащие слои распространены несколько ограниченнее и выклиниваются южнее, но примерно на тех же абсолютных высотах.

В конце раннего олигоцена произошла регрессия, эрозии подверглись породы соленовского, а местами и пшехского региоярусов. В Причерноморье ожелезненная кора выветривания и остатки растений свидетельствуют о континентальном перерыве. Таким образом, падение базиса эрозии в это время было сопоставимо с мощностью размываемых осадков, т.е. его можно оценить в первые десятки метров. С этой регрессией была связана следующая фаза дельтового рудонакопления, однако эрозионные врезы этого возраста неизвестны, так как осадконакопление происходило в условиях прибрежно-морской равнины.

В позднем олигоцене море стало постепенно восстанавливать свои размеры. Вышележащие хатские отложения (асканийская, калмыцкая и каратамакская свиты) залегают умеренно трансгрессивно у северной границы распространения осадков. В Причерноморье они также выклиниваются ниже дневной поверхности на глубинах –15––20 м.

В хатте море вновь залило Днепровско-Донецкую впадину: песчаные осадки верхнего олигоцена – нижнего миоцена описаны у с. Си-

ваши к югу от Харькова и вскрыты карьером на высотах +170–+180 в южной части впадины у с. Губиниха (Иванова и др., 2007), где они залегают на отметках +115–+120 м.

На Северных Ергенях прибрежные осадки низов калмыцкой свиты вскрываются на высотах +80–+100 м (Воронина и др., 1988). Распространение вышележащих осадков указывает на регрессию майкопского бассейна: верхняя подсвита калмыцкой свиты на Северных Ергенях вскрывается южнее в скважинах на абсолютных отметках около +70 м, а осадки миоцена (нугринская, арадыкская, цаганхакская свиты) известны только на Южных Ергенях и вскрываются на высотах около +60 м.

На Туранской плите вдоль осевой зоны Челкарского прогиба и восточного крыла Куландинской синклинали проходили долины крупных рек, дельты которых постепенно сдвигались к северу (Вознесенский, 1978, рис. 30). Максимум трансгрессии достигла здесь в первой половине байгубекского времени, когда морские песчаные осадки с *Cerastoderma prigorovskii* и *Corbula helmersenii* заняли значительные пространства в Северном Приаралье, Зааралье и Кызылкумах. К концу байгубекского времени море отступило, осадки в краевых частях сменились на прибрежно-лагунные с пресноводной фауной.

Новая кратковременная трансгрессия произошла в начале миоцена (позднесивашское, караджалгинское, кинтыкчинское время). Она заливала южную часть Днепровско-Донецкой впадины, проникла в Предкопетдагский и Алайский прогибы, а затем сменилась постепенной позднемайкопской регрессией, осадки которой сохранились в депрессиях. В позднем майкопе морские условия еще сохранялись в сакараульское время, сменившись полузамкнутым опресненным водоемом с эндемичной фауной коцахурского времени.

В Причерноморском прогибе глины горностаевской свиты (низы нижнего миоцена) к северу замещаются прибрежными песчаными фациями, которые выклиниваются на глубинах –35––40 м. Чернобаевская свита, сопоставляемая с сакараулом, представлена черными глинами, алевритами и песками, достигая абсолютных отметок лишь около –100 м. В регрессировавшем бассейне поверх нее откладывались глины королевской (рицевской) свиты коцахура, к берегу и вверх по разрезу замещавшиеся алевритами и песками.

В конце майкопского времени произошла значительная регрессия и структурная пере-

стройка бассейна, которая продолжалась до среднего миоцена (чокракского времени), когда бассейн стал значительно более мелководным. Вероятно, с этой регрессией был связан крупный сброс ранее накопившегося материала из Индоло-Кубанского в Черноморский бассейн, который произошел в самом конце майкопского времени. Об этом свидетельствует размыв в кровле майкопа, зафиксированный в Керченско-Таманской части водоема (Тутолесов и др., 1985, рис. 17).

Падение уровня моря во время этой регрессии позволяют оценить данные о врезе палео-Дона, полученные А.С. Застрожным. Долина, отвечающая загистинской свите, переуглублена относительно домиоценовой поверхности на -150-200 м. Абсолютные отметки русла изменяются от -150 м в среднем течении до -160 м в устьевой части. Кровля свиты также наклонена на юг, но гораздо меньше, чем ложе. Так, в основной долине она располагается на абсолютных отметках -75--80 м, а в дельте всего на 10 м ниже. Это объясняется повышением базиса эрозии при последующей трансгрессии, в результате чего происходит значительное увеличение мощности свиты вниз по течению палео-Дона.

### Ранний – средний миоцен (тархан – конка)

В западной прибрежной части шельфа Причерноморского прогиба тарханские отложения в основном были уничтожены последующими неогеновыми трансгрессиями. Сохранились лишь два выхода низов тархана – у с. Томаковка и пос. Каменка (абс. высоты +100 и +50 м) с мелководными комплексами разнообразных морских моллюсков, бентосных фораминифер и остракод.

В северной части Индоло-Кубанского прогиба тарханские осадки не выходят на поверхность, их северная граница распространения проходит по южной части современной Тимашевской ступени на глубинах -700--800 м, где тархан представлен в основном некарбонатными глинами. В прибортовых частях бассейна в основании тарханского интервала встречен глинистый конгломерат, что указывает на трансгрессивное залегание тарханских образований на майкопских отложениях. В конце верхнего тархана даже в прогибе Западного Предкавказья наблюдается региональный перерыв (Неогеновая система, 1986) и размыв осадков на приподнятых участках.

На Мангышлаке тархан отсутствует, в разрезах чинка Устюрта он залегает с размывом

на нижнем миоцене, либо на палеогене и представлен маломощными известковыми глинами, либо прибрежными фациями: галечниками и песками с *Crassostrea gryphoides* (Schl.) и др.

Чокракские отложения в Причерноморском прогибе вскрыты только скважинами в междуречье Дуная и Днестра, бассейне р. Ингулец, у г. Каховка и в Никопольском районе (Неогеновая система, 1986), и представлены песчано-глинистыми и известковыми осадками с бентосной фауной. Даже в глубоководных частях Причерноморского прогиба они залегают с перерывом и конгломератом в основании. Только в наиболее прогнутых его частях в это время еще продолжалось накопление майкоповидных глин (Чекунов и др., 1976).

В центральном и восточном Приманычье чокракские отложения залегают трансгрессивно, с большим перерывом на глинах майкопской серии, на высотах +50 м и представлены в основании разнозернистыми песками с кварцевой галькой и прослоями известняков с нижнечокракской фауной, вверх по разрезу переходящих в алевроитовые глины с ярозитом и горизонтами грубых косослоистых песков (Неогеновая система, 1986). В песках верхних слоев встречены моллюски *Lutetia intermedia* (Andr.), характерные уже для верхнего чокрака (данные А.С. Застрожного).

На Мангышлаке чокракские отложения также залегают с резким несогласием на породах от нижнего миоцена до мела. Прибрежные грубозернистые известковистые песчаники с фауной нижнего чокрака известны в разрезах северного Мангышлака (Неогеновая система, 1986). На Устюрте чокракские отложения представлены четырьмя фациями: красноцветными прибрежно-континентальными осадками, мощностью до 40-50 м; пестроцветными прибрежно-лагуновыми фациями, 20-25 м; сероцветными глинами, мощностью 5-15 м, накапливавшимися в условиях морского бассейна; песчаными подводно-дельтовыми отложениями мощностью 20-50 м. Долины крупных рек, сформировавшихся еще в конце байгубекского времени на севере Челкарского прогиба и в пределах Чокусинской синклинали, продолжали функционировать и в чокракское время (Вознесенский, 1978). Однако от них сохранились лишь южные подводно-дельтовые части, где мощности осадков достигают 15-20 м. По этим данным очевидно, что глубоких врезов долин здесь в раннем-среднем миоцене не было.

Караганские осадки непрерывно продолжают чокракский трансгрессивный цикл, распространены очень широко, и вне зоны развития чокракских отложений залегают на породах миоцена, палеогена и докембрия. В Причерноморье, в районе Никополя зеленые глины карагана вскрыты глубокими карьерами на отметках +25–+30 м. При этом спаниодонтелловые, эрвильевые и фоладовые слои имеют сходное распространение, но эрвильевые слои представляют регрессивную серию.

В Волго-Донском междуречье северная граница распространения карагана достигает Доно-Сальского водораздела, заходит в западные Ергени, Приманычье, где караганские отложения залегают на высотах 60–70 м, а в Прикаспии она прослеживается на южном склоне вала Карпинского. На дневной поверхности караган обнажается на Миоценовой гряде. В этой толще присутствуют галька, гравий и раковинный детрит, свидетельствующие о близости древней береговой линии.

На Мангышлаке они также залегают резко трансгрессивно, перекрывая породы мела, палеогена, майкопа и среднего миоцена. Варнинские (эрвильевые) слои присутствуют в фации детритового загипсованного известняка, но прослеживаются лишь эпизодически (Неоеновая система, 1986). Картвельские (фоладовые) слои развиты шире нижних и местами трансгрессивно залегают на мелу, эоцене или олигоцене. На Северном Устюрте нижнекараганские (архашенские) слои распространены менее широко, чем чокракские.

В долине палео-Дона очередной врез предшествовал накоплению балковской свиты, которая по палинологическим данным соответствует конкскому региоярису. Абсолютные отметки подошвы свиты в русловой части составляют –80––90 м. Кровля свиты на протяжении всей долины располагается примерно на одной абсолютной отметке (около 0 м), что связано со значительным увеличением ее мощности в дельтовых разрезах.

Конкские слои широко распространены в восточной части Причерноморья, где залегают на карагане и лишь в самой северной части региона ложатся трансгрессивно на палеоген. Сартаганские слои конкского региояруса с богатой полигалинной фауной залегают с перерывом на слоях с *Barnea* (Неоеновая система, 1986). Это песчано-алевритовые породы мощностью до 5–7 м.

На Волго-Донском междуречье граница развития морских конкских отложений про-

ходит по миоценовой гряде Приманычья, по р. Сал к г. Новочеркаску. На Каменнобалковском поднятии и Сальском валу конкские отложения отсутствуют и нижний сармат трансгрессивно залегают на карагане. На Миоценовой гряде конкские отложения залегают на размытой поверхности карагана, на отметках 0–+10 м, в Манычской впадине отмечается резкое погружение подошвы до –100 м и ниже. В основании разрезов прослеживается базальный горизонт из грубозернистых песков с галькой, указывающий на близость береговой линии бассейна. К западу от Миоценовой гряды в районе с. Дивное и с. Приятное конка установлена в разрезах скважин на абсолютных отметках +30–+40 м и представлена глинами и песками общей мощностью не более 10 м, содержащими характерную картвельскую и конкскую фауну: *Barnea ustjurtensis* Eichw., *B. ujraticum* Andr., *Ervilia trigonila* Sok., *Corbula gibba* Olivi., *Dentalium* sp., *Spirialis* sp. и др. На Мангышлаке и Устюрте конкские отложения распространены еще менее широко, чем картвельские, и представлены известковыми глинами с прослоями известняков и песчаников.

Предсарматское падение уровня привело к выработке переуглубленных долин палео-Дона и палео-Донца, которые заполнялись русловыми песками в раннем сармате. Подошва вреза по данным А.С. Застрожнова располагается на абсолютных отметках –10––20 м в основной долине, а в дельте резко погружается до отметок –80––90 м. Гипсометрическое положение ее кровли отличается большим постоянством: она фиксируется на абсолютных отметках +35–+45 м.

### Конец среднего – поздний миоцен и плиоцен (сармат – акчагыл)

Сарматские отложения имеют повсеместное распространение, трансгрессивно залегают на морском среднем миоцене и континентальных аналогах конки, на майкопских осадках, а вдоль склона Украинского щита – на палеогеновых и докембрийских породах и коре выветривания. Они широко развиты на западе региона, трассируя свободное соединение с Карпатским бассейном в раннем сармате.

Нижний сармат местами трансгрессивно перекрывает Украинский щит, заходя в южную часть Днепровско-Донецкой впадины. В карьере у с. Губиниха, в 50 км к ССВ от Днепрпетровска, песчано-известковые осадки нижнего и среднего сармата (Иванова и др., 2007) залегают на абсолютных отметках +125–+135 м. Они

выявлены в центральных Ергенях и в зоне вала Карпинского в Прикаспии (Неогеновая система, 1986), где нижнесарматские отложения представлены в прибрежных фациях слюдистыми песками и перекрываются среднесарматскими образованиями. В Гашунской впадине нижний сармат залегает с ясно выраженным размывом и угловым несогласием на карагане. На Устюрте нижнесарматские отложения трансгрессивно с размывом залегают на более древних от меловых до конкских и представлены раковинными известняками, мергелями и глинами, самые прибрежные фации не сохранилось.

Средне- и верхнесарматские отложения на шельфе Восточно-Европейской платформы распространены шире, чем нижнесарматские. На правом берегу р. Дон они развиты в пределах Доно-Кумшацкого водораздела и обнажаются вдоль берегового обрыва Цимлянского водохранилища, где залегают на киевской свите палеогена и перекрываются понтическими, а чаще скифскими образованиями. Известняковые верхнесарматские осадки заходят здесь еще севернее и найдены в районе г. Морозовска на абсолютных высотах +140 м (балка Ольховая, данные В.Г. Пронина). Прибрежные средне- и верхнесарматские отложения описаны в среднем течение р. Уил и протягиваются к среднему течению р. Урал (Неогеновая система, 1986), трассируя глубоко вдававшийся на север мелководный залив, протягивавшийся вдоль восточной части Прикаспия до Предуральского плато.

На Устюрте средний сармат залегает либо согласно на нижнем, либо с размывом на более древних отложениях (Неогеновая система, 1986). К позднему сармату море ушло с Устюрта и его осадки известны только в прикаспийской части региона – на п-ове Тюб-Караган и в Южно-Мангышлакском прогибе.

Распространение низов верхнего подъяруса сармата примерно совпадает с таковым среднего, не достигая западных и северных границ развития последнего. В Причерноморье херсонский подъярус часто ложится несогласно с перерывом (Чекунов и др., 1976). В междуречье Дуная и Днестра верхний сармат представлен авандельтовыми осадками, причем в южной части слои с мактрами выше замещаются пресноводными (Неогеновая система, 1986). Восточнее р. Южный Бут и на север солоноватоводно-морские отложения также замещаются пресноводными песками балтской свиты, отвечающей херсонскому подъярусу сармата, мэотису и понту (Неогеновая система, 1986).

В конце сармата по сеймостратиграфическим данным в акватории Черного моря уровень моря упал на 200–300 м (Туголесов и др., 1985; Robinson, 1995) и частично осушившийся шельф был прорезан глубокими долинами, в мэотисе заполнившимися аллювиальными осадками. Сохранилась погребенная система русел палео-Дона (Бурукшунский каньон), которая прослежена более чем на 150 км от Ергенинской возвышенности до долины р. Егорлык (Прошляков, 2001; Ворошева, Файнер, отчет 1999 г.). Этот врез продолжал функционировать в подводных условиях и в раннемэотическое время, пропуская песчаный материал, поступавший в Индоло-Кубанскую впадину. В устьевой части палео-Дона накапливались лагунно-аллювиальные песчано-глинистые отложения бурукшунской свиты с редкими конгериями. В долине палео-Донца мэотису отвечают аллювиальные пески яновской свиты (до 30 м).

Мэотические осадки на северном шельфе повсеместно залегают с размывом на сармате и распространены менее широко. В междуречье Дуная и Днестра нижний мэотис представлен глинами и мергелями с морской фауной, переслаивающимися с солоноватоводными и пресноводными фациями и слоями с наземными моллюсками (Неогеновая система, 1986).

В Приазовье нижнемэотические осадки появляются южнее г. Ростова и представлены глинами и мергелями с прослоями известняков (Неогеновая система, 1986). Палеонтологически охарактеризованные мэотические слои на юге Ергеней не обнаружены. Южнее р. Маньч они встречены в скважинах у с. Дивное и в районе г. Сальска. В Закаспии нижнемэотические отложения распространены лишь в западной части региона вдоль побережья Каспия. Верхнемэотические развиты шире, доходя до западного Устюрта и представлены мергелями с прослоями известняков-ракушечников.

В Западном Причерноморье верхнему мэотису отвечают глины с редкой пресноводной фауной. Восточнее Днестра появляются солоноватоводные отложения, в краевых фациях 2–3 м мощностью, далее на восток замещающиеся органогенными известняками. В Приазовье верхнемэотические осадки известны у г. Батайска.

Понтические отложения на Южной Украине представлены нижним (новороссийским) подъярусом и залегают в основном на мэотических осадках. Лишь в Криворожском районе они перекрывают породы докембрия и их кору выветривания (Неогеновая система, 1986).

Краевые фации представлены оолитовыми и ракушечными известняками. По данным А.Л. Чепалыги и Т.А. Садчиковой (1982) по шельфу междуречья Дуная и Днестра, колебания уровня раннепонтического моря имели периодичность 40–50 тыс. лет и достигали амплитуды 25–30 м. Уровень поднимался четыре раза и максимальной была вторая трансгрессия, когда пришли моллюски морского происхождения – *Parvivenus widhalmi* и *Abra tellinoides*. В портаферское время море ушло из северного Причерноморья и оставалось в пределах современной акватории.

Восточнее раннепонтический бассейн вновь продвинулся далеко на север, затопив значительные пространства к северу от Таганрогского залива, правобережье Дона и Ергени. Самый северный из известных на Ергенях выходов понтических отложений располагается на правом борту балки Яшкуль на отметках от +35 до +75 м. В конце раннего понта произошло резкое падение уровня и врез палео-Дона. Ширина ергенинской долины составляла от 15 до 100 км, абсолютные отметки ее подошвы, по данным А.С. Застрожнова, показывают широкий разброс значений от -20 до -40 м в Гашунской, Зимовниковской, Яшкульской впадинах, до +100–+160 м на Приволжской и Ергенинской возвышенностях и Волго-Хоперском междуречье, что контролировалось общим планом расположения тектонических структур.

В Прикаспийской низменности залив понтического моря в период максимальной трансгрессии доходил до Предуралья (данные С.О. Хондариана в Роров et al., 2004).

В Закаспии нижнепонтические отложения доходят до восточного Устюрта. Нижние евпаторийские слои развиты на Мангышлаке, в основном в Южно-Мангышлакском прогибе, и на западном Устюрте. Одесские слои трансгрессивно перекрывают их, либо ложатся на верхнемэотические и сарматские осадки и представлены известняками, мергелями и глинами (Неогеновая система, 1986).

Ранний понт закончился резким падением уровня, которое прослеживается в относительно глубоководных фациях и даже в Западно-Черноморской впадине (Gillet et al., 2003). Этими авторами описывается внутривпонтическое несогласие (IPU – Intra-Pontian Unconformity) или серия несогласий (IPU-bis), которые они связывают с позднемесинским падением уровня в Средиземноморье. Позднепонтические осадки известны только в прогибах.

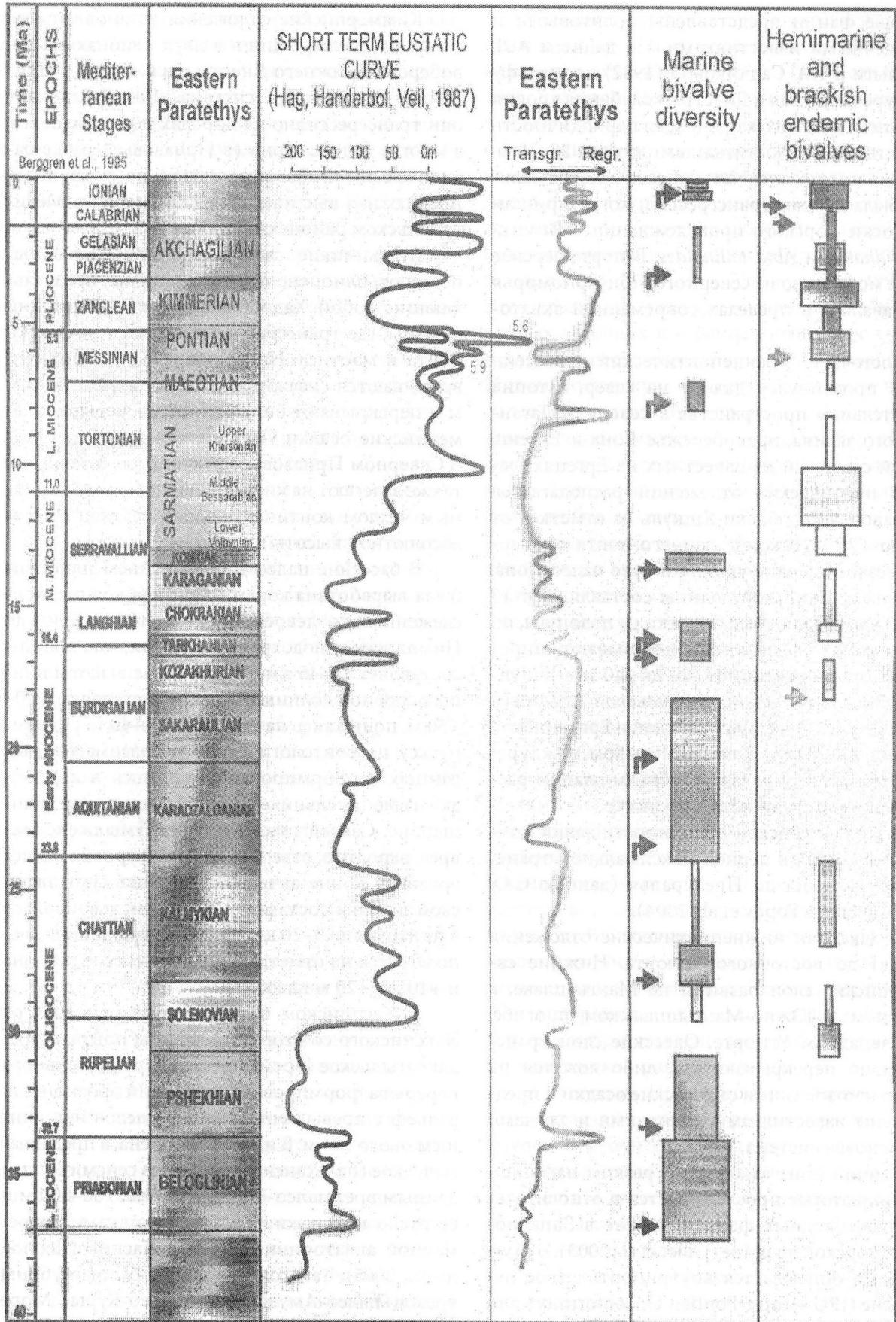
Киммерийские отложения установлены на северном шельфе лишь в двух районах: на левобережье нижнего Днестра и в Северном Приазовье (Неогеновая система, 1986). Залегают они трансгрессивно на породах понта, мэотиса, а иногда и докембрия (в Приазовье), ниже базиса эрозии и известны только по скважинам, Абсолютная высота кровли киммерия в Мелитопольском районе составляет 2–3 м.

Куяльницкие слои в районе Одессы выполняют плиоценовые врезы, ныне представляющие собой Хаджибейский и Куяльницкий лиманы, где трансгрессивно ложатся на осадки понта и мэотиса. На левобережье Днестра они вскрываются скважинами на глубинах -70--90 м и перекрывают без видимого перерыва киммерийские осадки (Неогеновая система, 1986). В Северном Приазовье куяльницкие отложения также залегают на киммерии и перекрыты мощным чехлом континентальных осадков (-60 м абсолютной высоты).

В бассейне палео-Дона в раннем плиоцене была выработана корытообразная долина, прослеженная по левобережью Хопра и Дона до Цимлянского водохранилища. Ширина долины составляет 12–45 км. Абсолютные высоты дна основной долины на севере составляют +20–+30 м, понижаясь на юге до -30--40 м. По комплексу палеонтологических и палеомагнитных данных ее формирование началось в среднем акчагыле (куяльнике) и завершилось уже в апшероне. Самый поздний (предкумылженский) врез, вероятно, отвечает падению уровня базиса эрозии в конце акчагыла. Ширина кумылженской долины составляет 12–35 км, уменьшаясь в притоках до 3–20 км, уровень ее подошвы располагается на отметках +70 м на севере региона и +10 до +20 м на юге.

В Каспийском бассейне, отделившимся от Эвксинского со второй половины понта, в преакчагыльское время в течение длительного перерыва формировался глубокий эрозионный рельеф с превышением водоразделов над дном около 500 м. В начале плиоцена, в преакчагыльское (балаханское) время по сейсмическим данным врез палео-Волги достигал 700–800 м и ее русло прослеживается под осадками современной акватории Среднего Каспия (Леонов и др., 2005). Такого же порядка были глубины врезов палео-Амударьи и палео-Куры. Море оставалось лишь во впадине Южного Каспия с небольшим Куринским заливом.

В акчагыльское время воды бассейна ингрессировали далеко на север в долины палео-



**Рис. 1.** Кривая основных колебаний уровня Эвксино-Каспийского бассейна в олигоцене - неогене. Заливкой отражена степень мористости водоемов: серая 40% заливка - морские условия, 20% - полуморские, вертикальной штриховкой - солоноватоводные. Стрелками слева от кривой показаны инвазии морской фауны в Восточный Паратетис

Волги, палео-Урала, заполнили обширные районы Прикаспийской впадины. Севернее Общего Сырта бассейн довольно резко сужался и образовывал северный Приволжский залив. Дельта палео-Волги располагалась на территории Волгоградского Заволжья, а палео-Урала – в долине современной р. Урал к югу от Уральска (Староверов, 2005). Во время максимальной трансгрессии в середине акчагыла бассейн простирался еще значительно дальше, заполняя долины Средней Волги, Камы и Белой. В виде островов выступали возвышенности Общего Сырта и некоторые соляные купола.

К позднему акчагылу бассейн заметно регрессировал. На месте ингрессионных заливов оставались проточные пресноводные озера. Бассейн несколько обмелел и отступил на юг, занимая все же большие площади, чем раннеакчагыльский (Староверов, 2005).

### Обсуждение

Несомненно, изложенные данные еще слишком отрывочны и неполны для того, чтобы достаточно корректно количественно оценить основные колебания уровня Восточного Паратетиса. Тем не менее, относительное положение и абсолютные высоты, на которых фиксируются осадки трансгрессивных серий и данные по амплитуде врезов впадавших в бассейн со стороны платформы рек позволяют приблизительно сопоставить эти уровни. Кроме того, результаты колебаний уровня моря прослеживаются на сейсмопрофилях. Наиболее крупные эрозионные несогласия в Восточном Паратетисе в рассматриваемом интервале приурочены к границам эоцена и олигоцена, концу майкопского времени, концу сармата и началу плиоцена (Кунин и др., 1990). Эти эрозионные поверхности прослеживаются не только на шельфе, но видны также в Западно-Черноморской впадине (Gillet et al., 2003). Исходя из этого, попытаемся оценить возможную величину подъемов и амплитуду колебаний уровня моря в олигоцен – неогеновых бассейнах Паратетиса (рис. 1).

Стояние позднеэоценового моря в период максимума трансгрессии, покрывавшего значительную часть тектонически стабильного Украинского щита с высотами 150–190 м над уровнем моря, можно оценить как не менее +150–+160 м. Эта высокая трансгрессия и последующая регрессия были, несомненно, вызваны эвстатическими причинами, так как бассейн конца приабона был еще достаточно открытым.

Последующая регрессия хорошо соответствует эвстатическому падению уровня моря в конце приабона–начале рюпеля и ее можно сопоставить с основанием цикла третьего порядка ТА 4.4.4 эвстатической кривой. Однако в Восточном Паратетисе это событие было даже более масштабным. По отступанию береговой линии и врезам в Северном Приаралье падение уровня в Паратетисе можно оценить минимум в 80–100 м, тогда как в Мировом океане, по данным Б. Хака и др. (Naq et al., 1987), оно оценивается в 50 м. Регрессия сопровождалась коренными изменениями характера осадконакопления, проявившимися даже в глубоководных впадинах (Gillet et al., 2003), что, вероятно, связано с тектонической перестройкой, изменением циркуляции воды, подводными размывами и перераспределением осадков.

Четко проявилась и последующая эвстатическая трансгрессия начала рюпеля, когда море вновь залило Днепровско-Донецкую впадину, Западно-Сибирскую низменность (курганские слои), далеко ингрессировало в Поволжье, дошло до Таджикской депрессии (Popov et al., 2004, map 2). По высотным отметкам, на которых залегают эти отложения, можно судить, что высота трансгрессии превышала +100 м. Однако в отличие от глобальной, рюпельская трансгрессия в Восточном Паратетисе значительно уступала уровню предшествующей трансгрессии приабона.

Соленовское (первое) опреснение Паратетиса было, вероятно, локальным событием и сопровождалось небольшой трансгрессией (возможно, из-за обмеления глубоководных прогибов), не достигшей размеров раннерюпельской. Последующую регрессию, вероятно, по времени можно сопоставлять с началом следующего эвстатического цикла ТА 4.4.5. Однако уже наиболее крупная глобальная регрессия начала хатта (основание суперцикла ТВ 1), датируемая 30 млн лет, не проявилась сколько-нибудь отчетливо в истории Паратетиса. На основе датировок по нанопланктону и диноцистам граница основания хатта в Предкавказье проходит внутри подшхиты Морозкиной балки (данные Я. Крховского и Н.И. Запорожец по разрезу р. Белой в Akhmetiev et al., 1995) и палеогеографически четко не выражена. Напротив, начало хатта, датированное в мелководной зоне присутствием *Chlamys bifida* – зональной формой хатта А, является трансгрессивным в Восточном Паратетисе.

Последующая история майкопского бассейна была достаточно спокойной: водоем конца олигоцена медленно регрессировал в его запад-

ной части, но продолжал трансгрессировать до начала миоцена в северной и восточной частях, обычно не достигая уровня раннеолигоценного. Последующий раннемиоценовый бассейн был уже резко регрессивным, хотя по гидрологии был близок к нормально морскому и по времени отвечал трансгрессивному бурдигальскому. По сопоставлению высотных отметок осадков можно предположить падение уровня на 50–60 м к сакараульскому времени и дальнейшее падение в коцахуре. Так как вне ныне приподнятых зон прогибов эти осадки не выходят на дневную поверхность, абсолютные высоты, на которых они откладывались, можно считать уже отрицательными.

Падение уровня моря в терминальном майкопе, вероятно, можно оценить по данным о врезе палео-Дона, долина которого переуглублена относительно домиоценовой поверхности на 150–200 м, при абсолютных высотах до –160 м в устьевой части. Хотя осадки загистинской свиты, заполнившей долину, датируются А.С. Застрожным чокраком, сам врез, вероятно, отвечает более масштабному несогласию конца майкопа, а не тархану. Не исключено, что это падение уровня можно сопоставить с эвстатической регрессией конца бурдигала (ТВ 2.2.3), а последующую трансгрессию ланга – с трансгрессией тархана, либо чокрака. Однако точные датировки этих событий в Паратетисе вызывают жаркие споры: сопоставлять ли низы тархана с бурдигалом или же датировать их уже началом ланга (Goncharova, 2001; Grigorovich, 2001).

О высоте подъема вод во время тарханской трансгрессии данные практически отсутствуют, если не считать явно завышенных высот залегания томаковских слоев. Судя по крайней редкости этих отложений на северном шельфе, абсолютные высоты этой трансгрессии вряд ли были положительными, с последующим падением к концу тархана, также не датированном в абсолютных высотах. Нижнечокракские осадки в Приманычье залегают на высотах около +50 м, что, вероятно, и можно принимать как уровень подъема этих вод с сохранением его и в позднечокракское время.

По распространению осадков карагана несомненно, что эта трансгрессия была лишь немного меньше сарматской и имела два пика: в собственно карагане s.s. (архашене) и в картвеле, разделенных падением уровня в варненское время. Имеющиеся данные об абсолютных высотах, куда заходят эти осадки (около +70 м) кажутся достаточно реальными.

Трансгрессия карагана по времени может отвечать высокому стоянию уровня океана ТВ 2.2.4. Но она сопровождалась резким изменением гидрологии и, вероятно, является трансгрессией подпруживания, обусловленной региональными тектоническими причинами. Более вероятно, что с эвстатическим подъемом уровня был связан приход морской фауны в середине карагана (варненские или туркменские слои), когда на короткое время весь бассейн от Болгарии до подножий Копетдага и Устюрта заселился немногими морскими вселенцами, совершенно чуждыми караганской фауне (Невесская и др., 1986).

Наличие предконкского (балковского) вреза палео-Дона свидетельствует о падении уровня до –80– –90 м и его последующем подъеме до 0–+30 м (уровень кровли балковской свиты). Точная датировка этой регрессии неясна: она была в варненское время, либо на границе картвела и сартагана. Более вероятным кажется первый вариант, так как варненские слои на платформе известны лишь по скважинам и в прогнутой предкопетдагской части Туранской плиты.

Конкская трансгрессия была небольшой и достигла максимума во второй половине конки (веселянское время). Имеющиеся данные о залегании этих осадков на высотах +30–+40 м кажутся достаточно реальными.

Предсарматское падение уровня привело к выработке долин палео-Дона и палео-Донца, подошва которых располагается на абсолютных отметках –10– –20 м в основной долине, а в дельте резко погружается до отметок –80– –90 м. Гипсометрическое положение кровли заполнения (оватинская свита) отличается большим постоянством: она фиксируется на абсолютных отметках +35–+45 м, что можно принять за высоту начальной стадии раннесарматской трансгрессии. Подъем среднесарматских вод по широкому распространению осадков этого возраста можно оценить в +60–+80 м, считая более высокие отметки залегания искаженными последующим тектоническим воздыманием. В начале позднего сармата (херсон) уровень несколько понизился, бассейн стал замкнутым и значительно опреснился.

Обширная сарматская трансгрессия центральноевропейскими коллегами сопоставляется с циклом ТВ 2.2.6. Затем следует глубокая эвстатическая регрессия (основание цикла ТВ 3), проявившаяся в середине среднего сармата (в понимании Барбота-де-Марни). Однако в Восточном Паратетисе этому времени (10 млн лет)

отвечает продолжение трансгрессии среднего сармата.

Предмэотическое падение уровня по сейсмостратиграфическим данным оценивается в 200–300 м (Туголесов и др., 1985; Robertson et al., 1995) и осушившийся шельф был прорезан глубокими долинами, позже заполнившимися осадками с морской мэотической фауной (данные Т.Н. Пинчук; Прошляков, 2001). Последующий подъем вод в мэотисе можно оценить в первые десятки метров, так как эти осадки имели очень ограниченное распространение на платформе. Ранне- и позднемэотические бассейны, вероятно, существенно не различались по уровню и распространению и конец мэотиса не отмечен заметной регрессией. Граница мэотиса и понта кажется чисто фаунистической и проводится по первому появлению высоко эндемичной солоноватоводной бентосной фауны. Крупная регрессия в конце сармата *s. lato* и относительно небольшая трансгрессия начала мэотиса при всей спорности их датировок не имеют аналогов в эвстатической кривой.

Раннепонтический бассейн стал резко трансгрессивным (Porov et al., 2004, map 9) несколько позже, на уровне одесских слоев. Максимальное распространение бассейна раннего понта уступало лишь сарматскому морю и высоту его стояния можно оценить по высоте залегания этих осадков в Ергенях в +50–+60 м. Так как по времени понт отвечает мессинскому кризису (Попов, Невеская, 2007), эту трансгрессию можно объяснять лишь внутренними причинами – тектоническими (выравниванием дна и подпором в проливной части водоема) и/или климатическими – положительным водным балансом.

Резкая регрессия произошла в конце раннего понта, которая по данным врезов палео-Дона оценивается в –10– –20 м. Однако сейсмические данные по акватории Черного моря свидетельствуют о возможности кратковременного значительно более глубокого падения уровня (до –300 м) или даже серии падений (Туголесов и др., 1985; Gillet et al., 2003), которые однако не привели к изменениям характера осадконакопления или фауны. Но после этого события Черноморская впадина навсегда потеряла двустороннюю связь с Каспием.

Позднепонтические и плиоценовые осадки Эвксинского бассейна приурочены к зонам прогибов и на северном шельфе известны в основном по скважинам вблизи современной акватории Черного и Азовского морей. Абсолютные

отметки киммерийских отложений здесь близки к 0, а куяльницких –40– –50 м.

Сейсмостратиграфические данные по колебаниям уровня моря в плиоцене – плейстоцене Каспия недавно опубликованы (Леонов и др., 2005) и будут обсуждаться в отдельном очерке (Невеская и др., в этом сборнике).

Глобальной трансгрессии начала плиоцена (ТВ 3.3.4), резко проявившейся во всем Средиземноморье, в Восточном Паратетисе соответствовал небольшой замкнутый солоноватоводный киммерийский водоем в Эвксинской части Паратетиса и глубокая балаханская регрессия в Каспии.

### Заключение

В соответствии с изложенными данными откорректирована кривая колебаний уровня моря в Восточном Паратетисе (рис. 1). Ее сопоставление с эвстатической кривой Б. Хака и др. (Haq et al., 1987) и со Средиземноморской кривой для мессина показывает их сходство лишь для времени наиболее открытых палеогеографических связей Восточного Паратетиса до первой половины олигоцена и затем конца олигоцена – самого начала миоцена. В то же время сопоставление эвстатической кривой с изменением характера биот Восточного Паратетиса показывает высокую вероятность связи миграционных событий со временем высокого стояния уровня океана. Так, прохорезы фауны самого начала раннего миоцена, а затем сакараула, так же как приходы тарханской и конкской фаун среднего миоцена, морской фауны в варненское время в середине карагана, мэотической фауны позднего миоцена, акчагыльской фауны в среднем–позднем плиоцене могли быть связаны с эвстатическими подъемами уровня Средиземного моря. В некоторых случаях эти миграции приходится на регрессивные периоды развития Восточного Паратетиса. Так, морская полигагинная фауна пришла в Восточный Паратетис во время заметной регрессии Майкопского моря в сакарауле, а затем в среднем миоцене, во время падения уровня в варненское время.

### Литература

Вознесенский А.И. Седименто- и литогенез олигоценовых отложений Приаралья. М.: Наука, 1978. 132 с. (Тр. Геологического ин-та АН СССР. Вып. 325).

Воронина А.А., Кургалимова Г.Г., Попов С.В. и др. Биостратиграфия и фациальные особен-

ности майкопских отложений Волго-Донского региона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 9. С. 39–50.

Иванова Т.А., Барз И.М., Богданович Е.М. и др. Опорный разрез миоценовых отложений юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (пгт Губиниха) // Палеонтологические исследования на Украине: история, современное состояние и перспективы. Киев: ИГН НАН Украины, 2007. С. 306–314.

Кунин Н.Я., Косова С.С., Блохина Г.Ю. Расчленение кайнозойских отложений Восточного Предкавказья // Изв. АН СССР 1990. № 3. С. 71–81.

Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А. и др. Геологическая история четвертичных Каспийских осадочных бассейнов в последние 700000 лет. М.: Геологический ин-т РАН, 2004. 30 с.

Неогеновая система. (Стратиграфия СССР). М.: Недра. 1986. Полутом 1. 420 с.

Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. История неогеновых моллюсков Паратетиса. М.: Наука, 1986. 208 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 220).

Попов С.В., Воронина А.А., Гончарова И.А. Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцена – нижнего миоцена Восточного Паратетиса. М.: Наука, 1993. 207 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 256).

Попов С.В., Невеская Л.А., Пинчук Т.Н. Мессинские события в Средиземноморье и Восточном Паратетисе // Палеонтологические исследования на Украине: история, современное состояние и перспективы. Киев: ИГН НАН Украины, 2007. С. 36–41.

Прошляков С.Л. Формирование линзовидных песчаных тел в среднемиоценовых отложениях Западно-Кубанского прогиба и особенности их выявления сейсмическими методами. Автореферат дисс... канд. геол.-мин. наук. Краснодар, 2001. 50 с.

Староверов В.Н. Акчагыльский этап седиментации на юго-востоке Русской плиты. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. 106 с.

Туголесов Д.А. (Ред.) Пояснительная записка к альбому структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины. Геленджик: ГП НИПИ-Океангеофизика, 1993. 73 с.

Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейенер Л.Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.

Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И. Геологическое строение и история развития При-

черноморского прогиба. Киев: Наукова думка, 1976. 263 с.

Чепалыга А.Л., Садчикова Т.А. Колебания уровня Черного моря в плиоцене // Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 175–188.

Щерба И.Г. Этапы и фазы кайнозойского развития Альпийской области. М.: Наука, 1993. 231 с.

Akhmetiev M.A., Popov S.V., Krhovsky J. et al. Excursion guidebook. Paleontology and stratigraphy of the Eocene–Miocene sections of the Western Pre-Caucasia. M., Krasnodar, Majkop, 1995. 18 p.

Gontsharova I.A. Tarkhanian and Chokrakian of the Eastern Paratethys: state of knowledge and correlation // Ber. Inst. Geol. Palaont. K.-F.-Univ. Graz. 2001. Bd. 4. P. 14–22.

Grigorovich A. Mid-Miocene nannoplankton correlation in the Paratethys // Ber. Inst. Geol. Palaont. K.-F.-Univ. Graz. 2001. Bd. 4. P. 10–12.

Popov, S. V., Ilyina, L. B., Paramonova, N. P. et al. Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys // Courier Forschungs-Institut Senckenberg. 2004. N 250. P. 1–46. 10 maps.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.

Gillet H., Lericolais G., Rehault J.-P., Dinu C. La stratigraphie Oligo-Miocene et la surface d'erosion Messinienne et mer Noire, stratigraphie sismique haute resolution // C. R. Geoscience. 2003. T. 335. P. 907–916.

Robinson A.G. Black Sea // Marine and Petrol. Geol. 1995. V. 12, N 8. P. 821–835.

# СКОРОСТЬ СМЕНЫ СООБЩЕСТВ ОСТРАКОД НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В ХОДЕ ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЙ ТРАНСГРЕССИИ МОРЯ

А.Ю. Степанова<sup>1</sup>, Е.Е.Талденкова<sup>2</sup>, Х.А. Баух<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Палеонтологический институт РАН, г. Москва

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

<sup>3</sup>Геомар, Киль, Германия

## Введение

Остракоды представляют собой очень важную группу организмов, заселяющих практически весь спектр водных обстановок от пресноводных до глубоководно-морских. Таксономический состав остракодовых комплексов определяется параметрами окружающей среды и виды-индексы встречаются в определенном диапазоне глубины и солёности придонных вод. В связи с этим, остракоды многократно использовались в качестве индикаторов солёности и температуры вод при палеореконструкциях обстановок прошлого (Cronin, 1977, 1981; McDougall et al., 1986; Stepanova et al., 2003). Также важной особенностью остракод является их способность быстро внедряться в новообразовавшиеся экологические ниши и перемещаться в пространстве вслед за экологически оптимальными для них условиями (Griffiths, 2001).

Большая часть работ, посвященных изучению остракод, описывает их комплексы и только единицы посвящены детальным исследованиям перехода от одного комплекса к другому в масштабе десятков и сотен лет. Прежде всего это связано с недостаточным количеством разрезов со столь детальной хронологией осадков. В последние годы подобные исследования приобрели большую значимость в связи с актуальностью изучения загрязнения среды и климатических изменений (Cronin et al., 2002; Cronin, Vann, 2003; Alvarez Zarikian et al., 2000).

Ранее нами были изучены современные остракоды из различных обстановок: пресноводных лагун побережья моря Лаптевых, солоноватоводных эстуариев Енисея и Оби, морских мелководных шельфов и относительно глубоководных районов верхней части континентального склона моря Лаптевых и трога Св. Анны (Карское море) (Stepanova et al., 2003, 2004, 2007; Stepanova, 2006). Полученные данные о распределении различных видов остракод позволили установить зависимость таксономического состава комплекса от глубины и солёно-

сти и отслеживать пространственные переходы одного комплекса в другой. Наибольшая амплитуда колебаний параметров среды наблюдается на границе суша-море, эта обстановка характеризуется изменяющейся солёностью, привнесом терригенного материала, высокой органической продуктивностью и выраженной сезонностью.

Используя данные по экологической специализации современных остракод, мы детально изучили четыре морские колонки, датированные AMS14C методом (Bauch et al., 2001, Taldenkova et al., 2005), и реконструировали переход от континентальной обстановки к морской в ходе последниковой трансгрессии в восточной части Карского моря (средний шельф, глубина отбора 43 м), а также в различных частях среднего и внешнего шельфа моря Лаптевых (диапазон глубин 45–60 м). Данные разрезы были выбраны для исследования благодаря надежному возрастному контролю и высоким скоростям осадконакопления, в особенности, на начальных этапах затопления шельфа, что позволило детально проследить смену комплексов остракод в процессе перехода от прибрежной эстуарной к морской обстановке. Целью данной работы является попытка оценить скорость, с которой остракоды могут заселять новые участки морского дна в результате смены обстановок обитания, вызванных подъемом уровня моря, отступанием берега и вариациями климата. Данные о динамике сообществ остракод под влиянием внешних условий могут послужить ценным инструментом для палеонтологов при построении палеореконструкций.

## Материал и методика исследований

В данном исследовании были изучены образцы из четырех разрезов: трех колонок (PS-51/138-12, PS51/135-4, PS51/159-11) из разных частей моря Лаптевых, и колонки ВР00/07-5 с восточного шельфа Карского моря (рис. 1). Отбор колонок из моря Лаптевых производился в

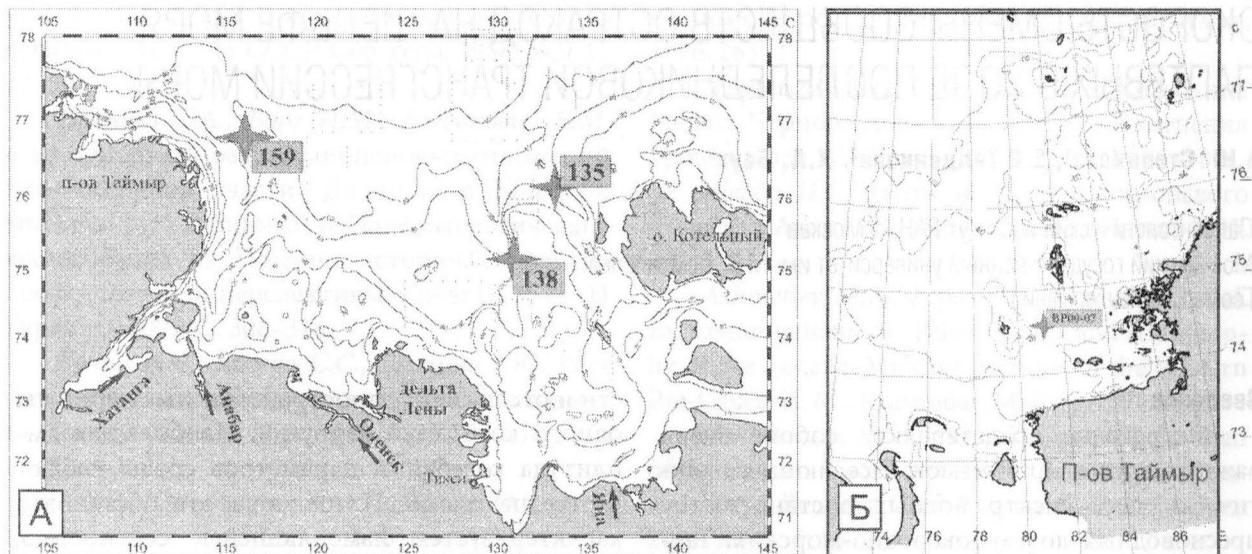


Рис. 1. Карты расположения изученных колонок. А – море Лаптевых; Б – Карское море

1998 г. во время экспедиции ТРАНСДРИФТ V (TRANSDRIFT V) на борту нис «Полярштерн». Колонок с шельфа моря Лаптевых приурочены к областям с повышенной мощностью осадков в палеодолинах крупнейших рек региона. В восточной части моря это палеодолина р. Лены (колонок PS51/138-12, 130°49,75 в.д., 75°09,18 с.ш., глубина моря 45 м) и палеодолина р. Яны (PS51/135-4, 133°14,78 з.д.; 76°09,93 с.ш., глубина моря 51 м). В западной части моря нами исследована колонка PS51/159-11, приуроченная к палеодолине р. Хатанги (116°01,86 в.д.; 76° 45,99 с.ш., глубина моря 60 м). Колонка BP00/07-5 была отобрана с восточного шельфа Карского моря (81.1°в.д., 74.7°с.ш., глубина моря 43 м) в ходе экспедиции ЗИРРО-2000 (SIRRO-2000) на борту нис «Борис Петров».

Хронология осадков колонок основана на радиоуглеродных датировках морского биогенного кальцита раковин двустворчатых моллюсков, остракод и фораминифер (табл. 1). Датировки были получены с помощью ускорительной масс-спектрометрии (AMS) в Лейбниц-Лаборатории (Киль, Германия) (Vauch et al., 2001; Taldenkova et al., 2005; Simstich et al., 2004). Радиоуглеродный возраст, после введения резервуарной поправки в 440 лет для Карского моря (Simstich et al., 2004) и 370 лет для моря Лаптевых (Vauch et al., 2001), был конвертирован в календарный с помощью программы Fairbanks 0107 (Fairbanks et al., 2005). В дальнейшем, для каждой колонки была построена возрастная модель путем интер- и экстраполяции графика зависимости между возрастом и глубиной положения образца в разрезе и допущением о со-

временном (нулевом) возрасте осадков самого верхнего слоя колонки. Таким образом, каждому из исследованных образцов был присвоен свой возраст.

Образцы осадков для исследования остракод имели мощность 2 или 3 см и были отобраны с разными интервалами: PS51/135-4 – с интервалом 10–30 см, PS51/138-12 – с интервалом 2–10 см, PS51/159-11 – непрерывно, BP00/07-5 – 2–10 см. Пробы подвергались замораживанию и высушиванию в условиях вакуума. Образцы из колонок PS51/138-12, PS51/159-11 и BP00/07-5 были взвешены после замораживания и высушивания, эти данные были использованы для пересчета числа выделенных створок остракод на 100 г сухого неотмытого осадка. Образцы из колонки PS51/135-4 промывались на борту во время рейса без предварительного высушивания и взвешивания. Образцы отмывались под струей воды через сито с диаметром ячеек 63 мкм. После высушивания промытого образца остракоды были извлечены, определены и подсчитаны. Подсчет процентных соотношений видов остракод в проводился только для образцов, содержащих более 5 створок, для удобства подсчетов число целых раковин было переведено в количество створок (1 раковина = 2 створки).

Согласно распределению по глубине обитания, солености придонных вод и приуроченности к определенным водным массам остракоды были разделены на следующие экологические группы: пресноводные, солоноватоводные, эвригалинные, морские мелководные (внутренний-средний шельф), морские более глубоководные

ТАБЛИЦА 1.

Радиоуглеродный (AMS) и пересчитанный календарный возраст образцов из исследованных колонок моря Лаптевых и Карского (по Bauch et al., 2001, с дополнениями и изменениями; Simstich et al., 2004)

№ образца	глубина, см	материал	<sup>14</sup> C возраст	календарный возраст
<b>Море Лаптевых</b>				
<b>PS51/159-10, 76°46,09 с.ш., 116°01,9 в.д., гл. моря 60 м</b>				
KIA-6927	11	<i>Macoma</i> sp.	845±30	514
KIA-6928	56	<i>Portlandia arctica</i>	4980±35	5337
KIA-6929	90	<i>Portlandia arctica</i>	6305±35	6750
KIA-6930	131	<i>Portlandia arctica</i>	8955±40	9541
KIA-6931	215	<i>Portlandia arctica</i>	9420±50	10216
KIA-6932	315	<i>Portlandia arctica</i>	9650±45	10475
KIA-6933	410	<i>Portlandia arctica</i>	10720±55	12167
KIA-6934	485 (CC)	<i>Portlandia arctica</i>	11060±70	12631
<b>PS51/135-4, 76°09,9 с.ш., 133°14,6 в.д., гл. моря 51 м</b>				
KIA-6910	4	<i>Nucula tenuis</i>	бомбовый	0
KIA-6911	8	<i>Macoma</i> cf. <i>calcareea</i>	4920±40	5252
KIA-6912	40	<i>Yoldia amygdalea hyperborea</i>	6480±50	6977
KIA-6913	80	<i>Nuculana</i> sp.	7100±55	7589
KIA-13071	147	смесь фораминифер и остракод	8460±70	9015
KIA-6915	266	<i>Macoma calcarea</i>	8945±55	9537
KIA-6916	403	<i>Portlandia arctica</i>	9580±45	10358
KIA-6917	456	<i>Portlandia arctica</i>	10187±60	11225
KIA-6918	562 (CC)	<i>Portlandia arctica</i>	10360±55	11426
<b>PS51/138-12, 75°07,4 с.ш., 130°52,9 в.д., гл. моря 45 м</b>				
KIA-11040	52,5	<i>Nuculana lamellosa lamellosa</i>	2905±30	2682
KIA-12929	141,5	<i>Nuculana</i> sp.	7605±50	8040
KIA-12930	161,5	<i>Nucula tenuis</i>	7745±50	8193
KIA-11041	197,5	<i>Portlandia arctica</i>	9440±50	10226
KIA-11042	300	<i>Portlandia arctica</i>	9685±50	10521
KIA-11043	520	<i>Portlandia aestuariorum</i>	10260±55	11274
<b>Карское Море</b>				
<b>BP00/07-5, 74.7° с.ш., 81.1° в.д., гл. моря 43 м</b>				
экстраполированный	0		0	0
KIA 16376	35	<i>Portlandia arctica</i>	675	645
KIA 16377	155	<i>Portlandia arctica</i>	2690	2845
KIA 16378	245	<i>Portlandia arctica</i>	3525	3890
KIA 16379	365	<i>Portlandia arctica</i>	4860	5600
KIA 16380	495	<i>Portlandia arctica</i>	6070	6950
KIA 16381	625	<i>Portlandia arctica</i>	7165	8000
экстраполированный	630		7245	8080

(средний шельф-верхняя часть континентального склона) и морские глубоководные виды, типичные для вод Северной Атлантики (табл. 2).

Расчет примерных скоростей смены комплексов остракод производился на основе данных о возрасте образцов, т.е. длительность полной смены комплекса рассчитывалась путем датировок соответствующих образцов, расположенных на границах перехода одного комплекса в другой.

## Результаты и обсуждение

Во всех изученных разрезах отмечена сходная последовательность смены комплексов остракод, отражающая изменения палеосреды в ходе развития послеледниковой трансгрессии и затопления шельфа. В раннем голоцене, благодаря быстрому поднятию уровня моря (Bauch et al., 2001) и близости береговой линии к местам расположения колонок, скорость осадконакопления была очень высокой. В особенности

ТАБЛИЦА 2.

Список массовых видов и видов-индексов остракод для разных обстановок в морях Лаптевых и Карском.  
i – вид-индекс; m – массовый вид; r - встречается в небольшом количестве

вид	пресноводная обстановка	эстуарий, дельта	внутренний-средний шельф	средний шельф-верхняя часть континентального склона	виды, приуроченные к атлантическим водам
донная соленость	0–7	0–20	22–34	30–35	34–35
глубина, м		0–20	0–45	40–300	
<i>Candona</i> spp.	i, m				
<i>Cytherissa lacustris</i>	i, m				
<i>Iliocypris bradyi</i>	i, m				
<i>Cytheromorpha macchesneyi</i>		i	r		
<i>Pteroloxa cumuloidea</i>		i			
<i>Paracyprideis pseudopunctillata</i>		i, m	i	m	
<i>Heterocyprideis sorbyana</i>		i, m	i	m	
<i>Sarsicytheridea bradii</i>		i	i, m	r	
<i>Cytheropteron elaei</i>			i	r	
<i>C. sulense</i>			i		
<i>C. suzdalskyi</i>			i, m		
<i>C. nodosum</i>			i		
<i>Acanthocythereis dunelmensis</i>			i, m	r	
<i>Semicytherura complanata</i>			i, m	r	
<i>Cluthia cluthae</i>			i, m	i, m	
<i>Palmenella limicola</i>			r	i	
<i>Elofsonella concinna</i>			r	i	
<i>Sarsicytheridea punctillata</i>			r	i, m	
<i>Rabilimis mirabilis</i>				i, m	
<i>Krithe glacialis</i>				i	
<i>Cytheropteron alatum</i>					i
<i>C. arcuatum</i>					i
<i>C. biconvexa</i>					i
<i>C. porterae</i>					i
<i>C. tumefactum</i>					i
<i>Pseudocythere caudata</i>					i

это проявлялось в палеодолинах рек на шельфе моря Лаптевых, которые на ранней стадии затопления, вероятно, представляли собой ингрессионные заливы (Taldenkova et al., 2005). За счет абразии берегов и обильного речного стока в них поступало очень большое количество терригенного материала, и поэтому скорости осадконакопления достигали 500 см/тыс. лет (палеодолина Яны). В результате столь высокой скорости осадконакопления большая часть осадков накопилась в течение короткого промежутка времени, что дает нам возможность детально изучить хронологию и скорость смены сообществ остракод раннего голоцена (Taldenk-

ova et al., 2005; Stepanova, 2006). По мере продвижения береговой линии на юг, замедления темпа подъема уровня моря и увеличения глубины в местах расположения колонок, прибрежные комплексы остракод сменялись на морские, а скорости осадконакопления существенно снизились. После достижения уровнем моря современных отметок около 6–5 календарных тыс. лет (Bauch et al., 2001), существовал один экологический комплекс, вариации внутри которого косвенно отражали колебания климата и циркуляции вод (Taldenkova et al., in press).

**Эстуарный комплекс** определен нами во всех колонках из моря Лаптевых, возраст осно-

вания которых варьирует, в зависимости от глубины моря, от 12.63 до 11.27 календарных тыс. лет (рис. 2–4). В колонке ВР00/07-5 из Карского моря он не выделен, т.к. эта колонка вскрывает более молодые осадки, возраст основания разреза 8.08 календарных тыс. лет. Эстуарный комплекс остракод характеризуется невысоким видовым разнообразием и представлен в основном эвригалинными (*Heterocyprideis sorbyana*, *Paracyprideis pseudopunctillata*) и солоноватоводными видами (*Pteroloxa cumuloidea*, *Cytheromorpha macchesneyi*, *Loxocochla venepidermoidea*), а также некоторыми мелководно-морскими видами (*Cytheropteron sulense*, *Rabilimis septentrionalis*). Видовой состав комплекса в каждом из разрезов отличается незначительно из-за различий в объеме речного стока в палеодолинах, разной удаленностью от берега, различными интервалами отбора проб. Этими же причинами объясняется и различное время существования эстуарных комплексов, помимо, естественно, неопределенности возраста начала существования комплексов, так как ни одна из исследованных колонок не вскрыла переход от морских осадков к континентальным. В колонках с восточного шельфа моря Лаптевых эстуарный комплекс остракод существовал в течение примерно 200 лет в палеодолине Яны (11.43–11.23 календарных тыс. лет) и около 1000 лет в палеодолине Лены (11.27–10.23 календарных тыс. лет) (рис. 2, 3). В палеодолине Хатанги он существовал около 450 лет (12.63–12.17 календарных тыс. лет) (рис. 4).

Эстуарный комплекс во всех разрезах сменяется переходным, мелководно-морским комплексом внутреннего шельфа, в котором практически исчезают солоноватоводные виды. Смена комплексов остракод в колонках из восточной части моря Лаптевых произошла менее чем за 100 лет, а на западе моря – менее чем за 200 лет.

**Переходный комплекс внутреннего шельфа** является таксономически более разнообразным и представлен преимущественно морскими видами с примесью эвригалинных, что отражает переход к нормально-морским условиям. Этот комплекс определен во всех изученных колонках. Наиболее массовыми мелководно-морскими видами в комплексах из изученных колонок являются *Cytheropteron elaei*, *C. suzdalskyi*, *C. montrosiense*, *Acanthocythereis dunelmensis*, *Rabilimis septentrionalis*, *Palmenella limicola*, *Semicytherura complanata*. Во всех колонках присутствует эвригалинный вид *P. pseudopunctillata*, который

и ныне является одним из наиболее массовых видов районов внутреннего шельфа моря Лаптевых и достаточно многочислен на внутреннем шельфе Карского моря. Эти районы находятся под существенным влиянием речного стока, в особенности, в теплое время года, а с осени до весны – припайного ледового покрова (Stepanova et al., 2003, 2007).

Некоторые различия видового состава комплексов связаны как и в эстуарном комплексе с разным объемом проб и разной частотой их отбора. Так, солоноватоводный вид *C. macchesneyi* присутствует в осадках колонки из палеодолины Лены в одном образце, где составляет 50%, но отсутствует в палеодолине Яны, что, скорее всего, связано с менее детальным отбором проб из разреза в последней. Вероятно, присутствие этого вида в палеодолине Лены отражает временное усиление речного стока Лены. Комплекс из наиболее удаленной от берега колонки, расположенной в палеодолине Хатанги, характеризуется высоким видовым разнообразием и присутствием небольшого числа относительно глубоководных видов, приуроченных к трансформированным атлантическим водам. Эти воды заходят в море Лаптевых с запада и распространяются вдоль континентального склона, иногда проникая в палеодолины шельфа с реверсивными течениями, вызванными ветрами, что является характерной чертой эстуарной циркуляции на шельфе арктических морей (Дмитренко и др., 2001).

Время существования комплекса внутреннего шельфа варьирует в колонках из моря Лаптевых от ~900 до 2000 лет. В зависимости от начальной глубины он сменился морским комплексом среднего шельфа на уровне 11.2 календарных тыс. лет в разрезе PS51/159-10; 10.36 календарных тыс. лет – в разрезе PS51/135-4; и 8.19 календарных тыс. лет – в разрезе PS51/138-12. Переход к нормально-морским условиям в палеодолинах Яны и Лены происходил достаточно резко, переходный комплекс внутреннего шельфа был полностью замещен мелководно-морским комплексом среднего шельфа примерно за 200 лет. Переходная стадия в разрезе PS51/159-10 оказалась растянута во времени и заняла около 1000 лет, что связано с большей удаленностью от берега, большей глубиной и в связи с этим менее резкой сменой параметров среды.

В колонке из Карского моря комплекс аналогичный «переходному» отмечен от основания колонки (8.08 календарных тыс. лет) до слоев возрастом около 7.35 календарных тыс. лет. Ин-

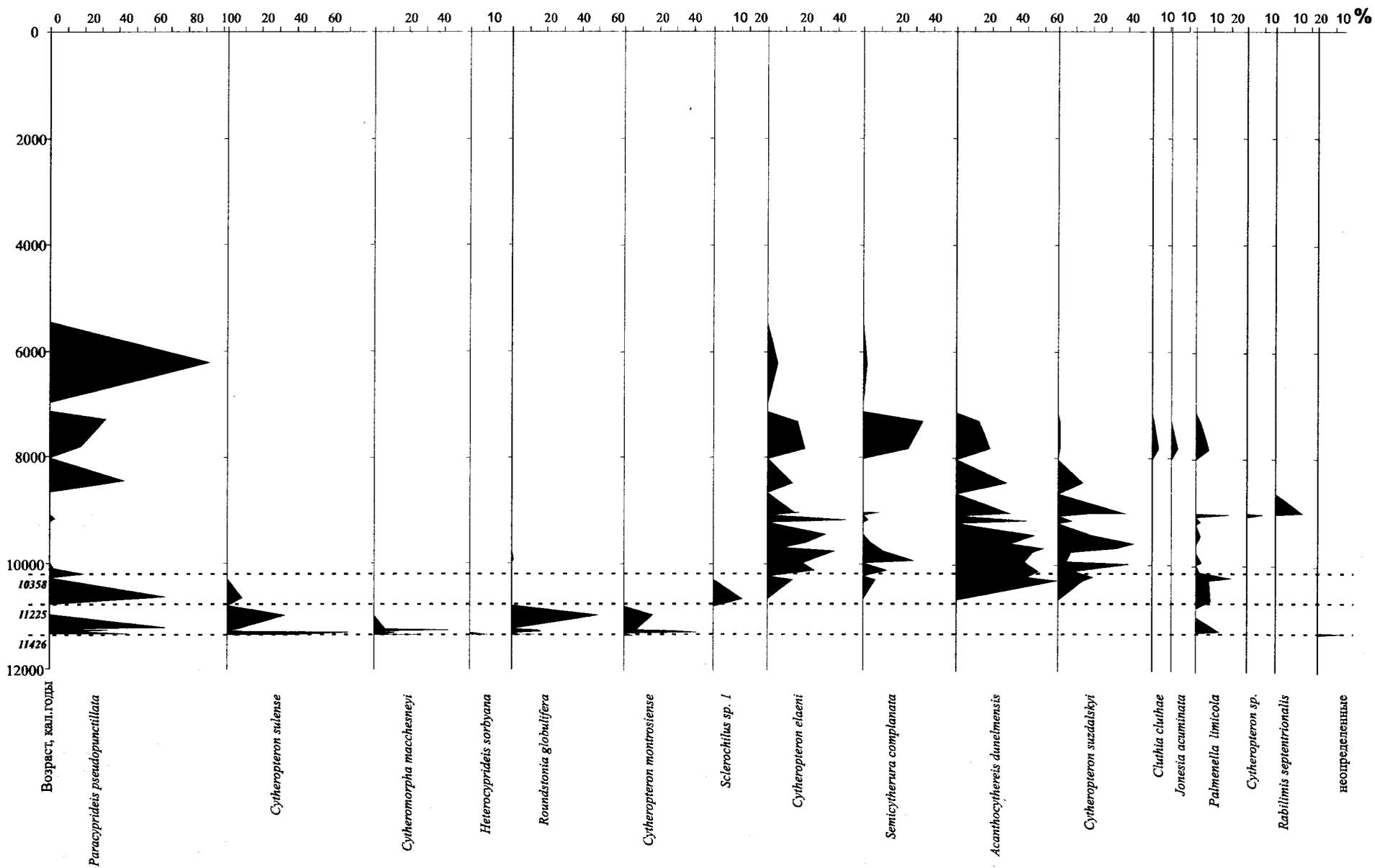


Рис. 2. Распределение видов остракод в процентах в разрезе колонки PS51/135-4 в палеодолине Яны

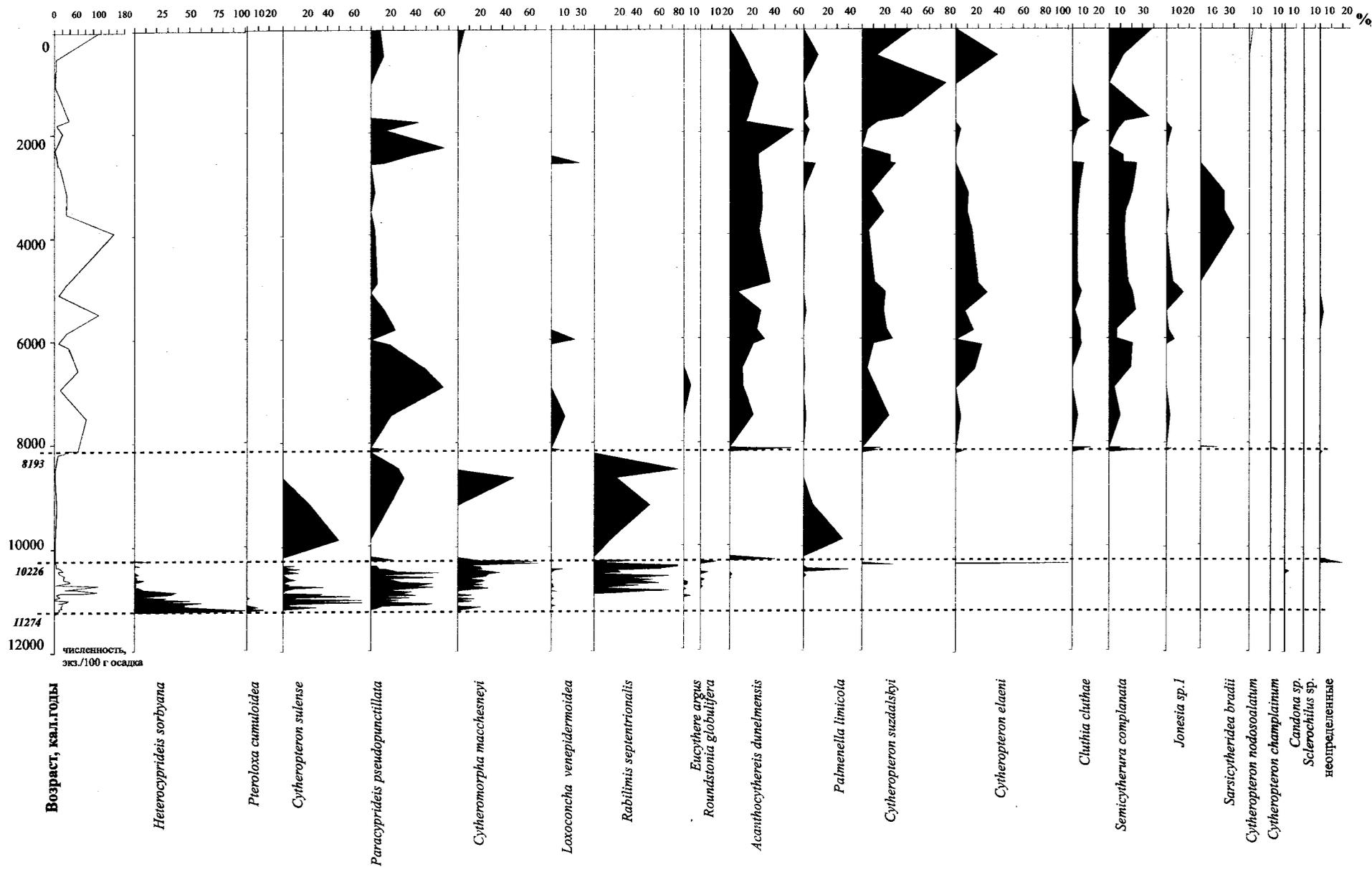


Рис. 3. Распределение видов остракод в процентах в разрезе колонки PS51/138-12 в палеодолине Лены

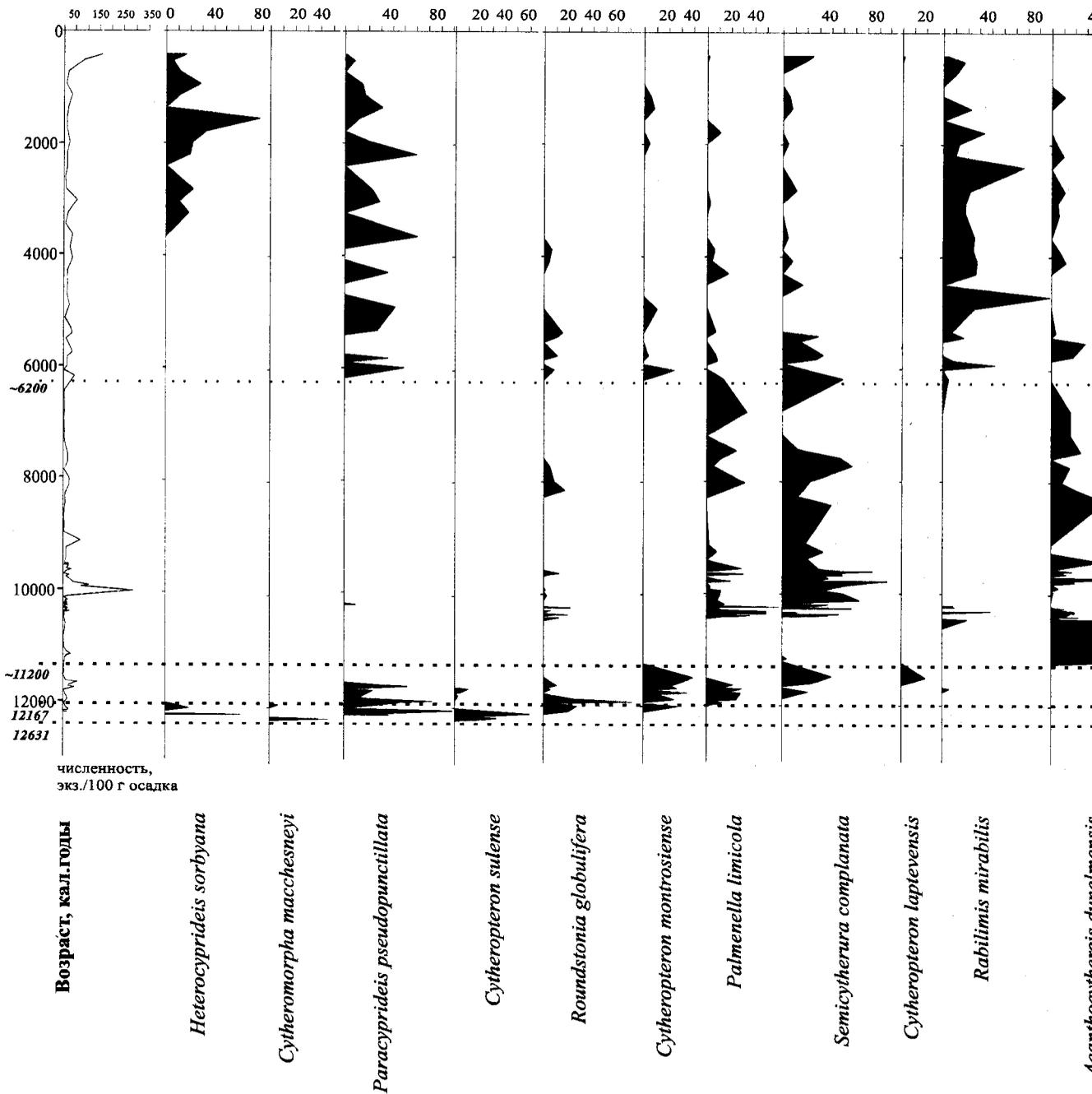
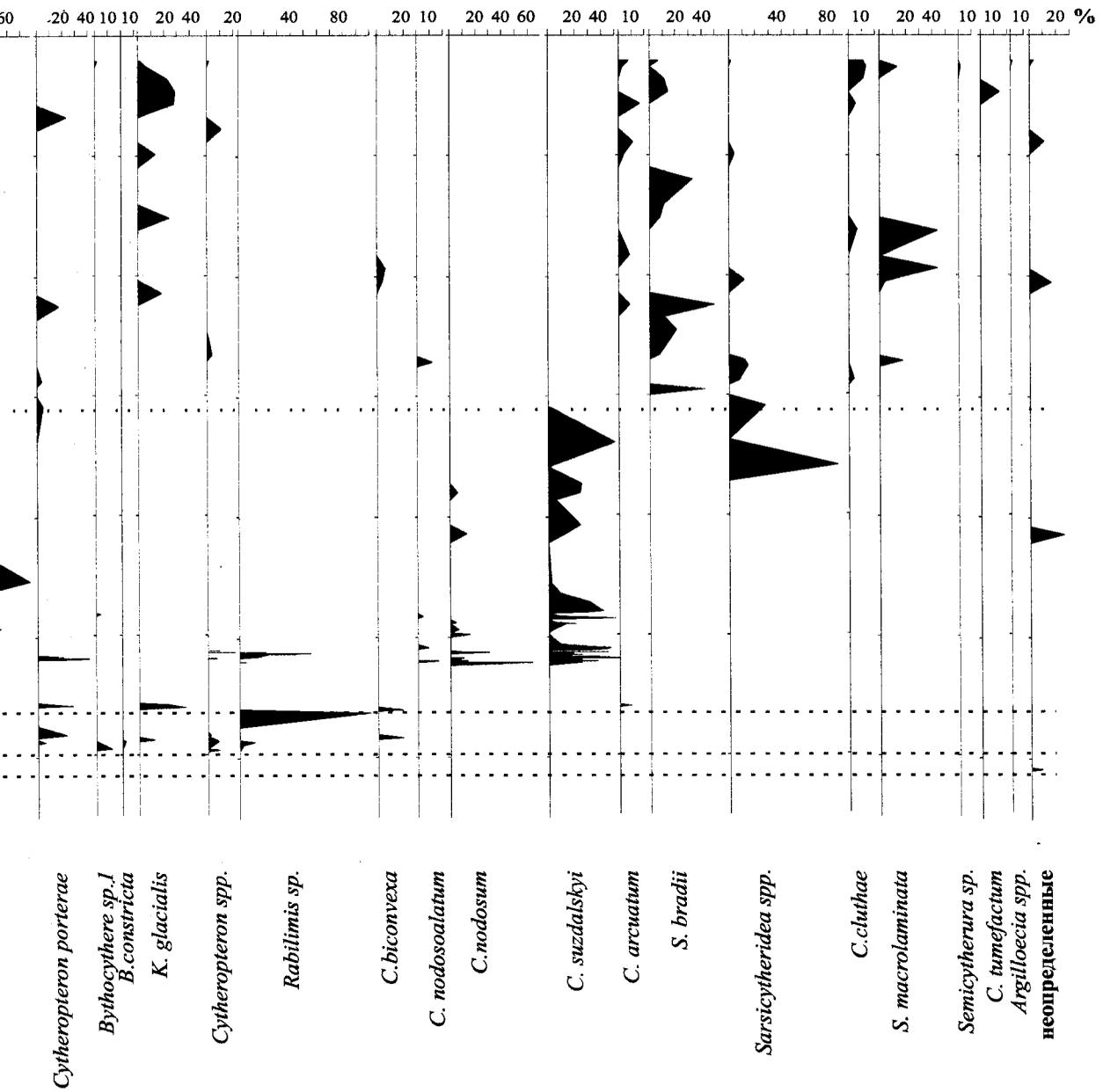


Рис. 4. Распределение видов остракод в процентах в разрезе колонки PS51/159-11 в палеодолине Хатанги

тенсивность осадконакопления здесь была более равномерной, благодаря тому, что место отбора колонки располагалось в небольшой депрессии дна, и переход к следующему комплексу занял около 300 лет.

**Морской комплекс среднего шельфа.** Район среднего шельфа в современных условиях характеризуется небогатым в количественном отношении комплексом, в котором доминируют разнообразные мелководные морские виды,

в то время как эвригалинные и солоноватоводные формы немногочисленны или отсутствуют (Stepanova et al., 2003, 2007). Переход к стабильным морским условиям среднего шельфа в изученных разрезах отмечен преобладанием видов *A. dunelmensis*, *C. elaei*, *C. suzdalskyi*, *S. complanata*, *P. limicola*, что свидетельствует об установлении близких к современным морских условий (рис. 2–5). Эвригалинный вид *P. pseudopunctillata* практически исчезает в колонках, находящихся



далее всего от берега и края припайного покрова (PS51/159-10 и ВР00/07-5), и его доля существенно сокращается в двух других колонках (PS51/138-12 и PS/51/135-4). Кроме того, в западной части моря Лаптевых и в Карском море, хотя и малочисленны, но присутствуют относительно глубоководные виды, включая и атлантические, что свидетельствует о периодическом проникновении вод открытого моря с придонными реверсивными течениями. Этих видов

нет в восточной части моря Лаптевых. Здесь морской комплекс среднего шельфа характерен для всей вышележащей толщи осадков, т.е. для периода 8.19–0 календарных тыс. лет в палеодолине Лены и для периода 10.36–5.2 календарных тыс. лет в палеодолине Яны, где более молодые осадки не сохранились, видимо, из-за размыва сильными придонными течениями. В Карском море переход к этому комплексу был осуществлен в течение около 1000 лет и сопровождался

увеличением численности остракод, что говорит о стабилизации придонной обстановки.

**Морской комплекс внешнего шельфа** характерен для верхней, позднеголоценовой, части колонки из западной части моря Лаптевых и Карского моря. Наиболее хорошо он выражен на глубине моря 60 м (рис. 4). Колонка из Карского моря, хотя и находится фактически в пределах среднего шельфа, демонстрирует сходные тенденции изменения видового состава остракод (рис. 5). Эти тенденции достаточно противоречивы. С одной стороны, наблюдается рост видового разнообразия за счет появления многочисленных относительно глубоководных видов - *Rabilimis mirabilis*, *Sarsicytheridea punctillata*, *Krithe glacialis*, *Elofsonella concinna*, включая и атлантические виды *Cytheropteron alatum*, *C. porterae*, *C. biconvexa*, *Argilloecia* spp. С другой стороны, наблюдается одновременное значительное повторное возрастание процентного содержания эвригалинных видов, в первую очередь, *P. pseudopunctillata*. В месте расположения колонки PS51/159-10 морской комплекс внешнего шельфа существовал примерно с 6.2 до 0.4 календарных тыс. лет (верх колонки), а в районе более мелководной колонки ВР00/07-5 - с 3.3 календарных тыс. лет до современности. Таким образом, оба шельфовых комплекса существовали в период стабилизации уровня моря вблизи современных отметок, а наличие разнообразных глубоководных видов закономерно отражает увеличение глубины. Очевидно, что речной сток не может напрямую влиять на бентосные сообщества внешнего шельфа. Поэтому увеличение доли эвригалинных видов мы связываем с их высокой эврибионтностью и с переносом их льдами из мелководных участков внутреннего шельфа, где они составляют основу современного комплекса. Усиление ледового разноса раковин, вероятно, объясняется позднеголоценовым похолоданием климата в сочетании с интенсификацией циркуляции вод, вызванной ветрами (Taldenkova et al., in press).

## Выводы

Палеорекострукции позднечетвертичных комплексов обычно являются достаточно детальными, благодаря хорошей сохранности материала и возможности прямого сравнения с современными аналогами. Остракоды не только узкоспециализированы, но и точно отражают параметры среды, и способны быстро заселять новые территории и образовывать новые экологические комплексы, что означает, что они

могут максимально точно отражать изменения параметров среды во времени.

На примере изучения четырех морских колонок, документирующих разные этапы последниковой трансгрессии в морях Лаптевых и Карском, показано, как скорости перемещения остракодовых сообществ сопоставимы со скоростями осадконакопления и скоростью изменения параметров среды. В начале голоцена в море Лаптевых скорость осадконакопления была очень высока, и смена обстановок была резкой от эстуарной к морской. Поэтому скорость смены комплексов остракод была также очень высока и переход от одного комплекса к другому составлял 100–200 лет. В Карском море датировка основания колонки составляет 8.08 календарных тыс. лет, в это время придонные обстановки уже начали стабилизироваться, и скорость осадконакопления была гораздо ниже, чем в начале трансгрессии, поэтому смена комплексов происходила медленно и постепенно, занимая примерно 1000 лет.

Таким образом, скорость смены остракодовых сообществ, в первую очередь, зависит от скорости изменений самих параметров среды. Предварительная показывает, что **полная смена комплекса остракод может произойти за период времени менее 100 лет.**

Скорость смены сообществ остракод зависит от диапазона толерантности каждого отдельного вида к параметрам среды. Чем шире диапазон оптимальных условий обитания, тем дольше данный вид будет присутствовать в комплексе в условиях изменяющейся среды.

Известно, что в нестабильных обстановках с большой амплитудой колебаний параметров среды таксономическое разнообразие обычно бывает низким, а численность очень высокой, и наоборот - в стабильных обстановках численность ниже, а видовое разнообразие очень высокое (Boomer, Eisenhauer, 2002). Во всех изученных разрезах наблюдается тенденция увеличения разнообразия вверх по разрезу, которая частично связана с лучшей сохранностью материала в верхних слоях, но в основном является результатом стабилизации условий и снижения скоростей осадконакопления. На этапе смены обстановки суша-море, когда условия были крайне нестабильными, выживали только узкоспециализированные солоноватоводные виды и такие эвригалинные виды, как *Paracyprideis pseudopunctillata* и *Heterocyprideis sorbyana*. По мере поднятия уровня моря и стабилизации параметров среды конкуренция между видами повы-

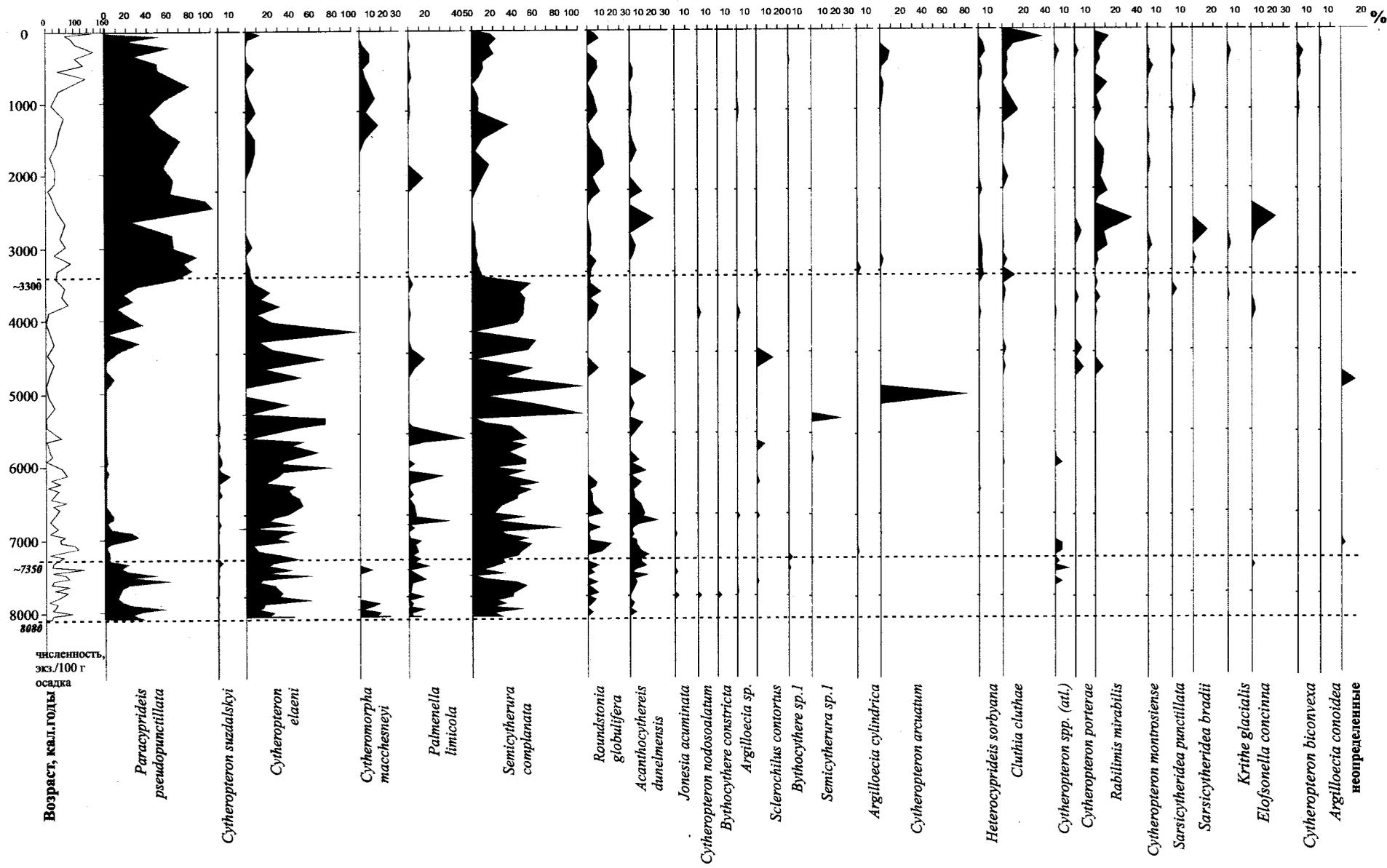


Рис. 5. Распределение видов остракод в процентах в разрезе колонки BR00/07-5 (Каспское море)

шалась, что приводило к исчезновению узко-приспособленных мелководно-морских видов и ко вторичному появлению эвригалинных форм и многочисленных обитателей внешнего шельфа и верхней части континентального склона.

Исследования были выполнены по проекту «Эвстатические колебания уровня моря в фанерозое и реакция на них морской биоты» программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы» и при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-64823) и ИНТАС (проект 03-51-6682).

## Литература

Дмитренко И.А., Хелеман Й., Кириллов С.А. и др. Роль баротропных изменений уровня моря в формировании режима течений в западной части моря Лаптевых // Докл. АН. 2001. Т. 377, № 1. С. 1–8.

Alvarez Zarikian C.A., Blackwelder P.L., Hood T. et al. Ostracods as indicators of natural and anthropogenically-induced changes in coastal marine environments // Coasts at the Millenium. Proceedings of the 17-th International Conference of the Coastal Society, Portland, OR USA, July 9–12, 2000. P. 896–905.

Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. 2001. Vol. 31. P. 125–139.

Boomer I., Eisenhauer G. Ostracod faunas as palaeoenvironmental indicators in marginal marine environments // Chivas A., Holmes J. (eds.). The Ostracoda: Applications. In Quaternary Research. American Geophysical Monograph. 2002. N 131. P. 135–150.

Cronin T.M. Champlianian Sea foraminifera and ostracoda: A systematic and paleontological synthesis // Geogr. Phys. Quat. 1977. Vol. 31, N 1–2. P. 107–122.

Cronin T.M. Paleoclimatic implications of late Pleistocene marine ostracods from the St. Lawrence Lowlands // Micropaleontology. 1981. Vol. 27, N 4. P. 384–418.

Cronin T.M., Dwyer G.S., Schwede S.B. et al. Climate variability from the Florida Bay sedimentary record: possible teleconnections to ENSO, PNA and CNP // Climate Research. 2002. Vol. 19. P. 233–245.

Cronin T.M., Vann C.D. The sedimentary record of climatic and anthropogenic influence on the Patuxent Estuary and Chesapeake Bay ecosystems // Estuaries. 2003. Vol. 26, N 2A. P. 196–209.

Griffiths H.I. Ostracod evolution and extinction – its biostratigraphic value in the European Quate-

rinary // Quaternary Science Reviews. 2001. Vol. 20. P. 1743–1751.

McDougall K., Brouwers E.M., Smith P. Micropaleontology and sedimentology of the PB borehole series, Prudhoe Bay, Alaska // U.S. Geol. Surv. Bulletin. 1986. N 1598. 62 p.

Simstich J., Stanovoy V., Bauch D. et al. Holocene variability of bottom water hydrography on the Kara Sea shelf (Siberia) depicted in multiple single-valve analyses of stable isotopes in ostracods // Marine Geology. 2004. Vol. 206. P. 147–164.

Stepanova A. Yu. Late Pleistocene-Holocene and Recent Ostracoda of the Laptev Sea and their importance for paleoenvironmental reconstructions // Paleontological Journal. 2006. Vol. 40. Suppl. N 2. P. 91–204.

Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A. Recent Ostracoda of the Laptev Sea (Arctic Siberia): taxonomic composition and some environmental implications // Marine Micropaleontology. 2003. Vol. 48, N 1–2. P. 23–48.

Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A. Ostracod species of the genus *Cytheropteron* from Late Pleistocene, Holocene and Recent sediments of the Laptev Sea (Arctic Siberia) // Revista Española de Micropaleontología. 2004. Vol. 36, N 1. P. 83–108.

Stepanova A., Taldenkova E., Simstich J., Bauch H.A. Comparison study of the modern ostracod associations in the Kara and Laptev seas: Ecological aspects // Marine Micropaleontology. 2007. Vol. 63. P. 111–142.

Taldenkova, E., Bauch H.A., Stepanova A. et al. Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflected in molluscan, ostracodal, and foraminiferal faunas // Global and Planetary Change. 2005. Vol. 48. N 1–3. P. 223–251.

Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al. Postglacial to Holocene history of the Laptev Sea continental margin: paleoenvironmental implications of benthic assemblages // Quaternary International (in press).

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Алексеев А.С.</b> ПРОЕКТ «ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ В ФАНОРОЗОЕ И РЕАКЦИЯ НА НИХ МОРСКОЙ БИОТЫ» И ЕГО ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ .....	3
<b>Кабанов П.Б., Баранова Д.В.</b> БЕНТОС ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО БАСЕЙНА ЛЕДНИКОВОЙ ЭПОХИ И КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ: МОСКОВСКИЙ ЯРУС КАРБОНА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ .....	10
<b>Афанасьева Г.А.</b> ИЗМЕНЕНИЯ РАЗНООБРАЗИЯ ПЕРМСКИХ БРАХИОПОД ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ФОНЕ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ .....	19
<b>Вискова Л.А.</b> МЕЛОВЫЕ МШАНКИ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ РАЗВИТИЯ В МОРЯХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ .....	24
<b>Митта В.В.</b> ИНВАЗИИ АММОНИТОВ ТЕТИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В БЕРРИАСКИЙ БАСЕЙН РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ .....	30
<b>Соловьев А.Н.</b> ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МОРСКИХ ЕЖЕЙ В ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ .....	34
<b>Алексеев А.С., Олферьев А.Г.</b> ОБ ЭВСТАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЯХ УРОВНЯ МОРЯ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ В ЮРСКОМ ПЕРИОДЕ (ГЕТТАНГ–БАТ).....	40
<b>Невесская Л.А., Попов С.В., Гончарова И.А., Ильина Л.Б.</b> КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ И УСКОРЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МОЛЛЮСКОВ ПАРАТЕТИСА .....	49
<b>Попов С.В., Застрожнов А.С.</b> ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ БАСЕЙНОВ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА .....	60
<b>Степанова А.Ю., Талденкова Е.Е., Баух Х.А.</b> СКОРОСТЬ СМЕНЫ СООБЩЕСТВ ОСТРАКОД НА ШЕЛЬФЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В ХОДЕ ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЙ ТРАНСГРЕССИИ МОРЯ .....	71

**Эвстатические колебания уровня моря в фанерозое  
и реакция на них морской биоты**

**Материалы совещания. 13 ноября 2007 г. Москва**

**Ответственный редактор А.С. Алексеев**

**Верстка М.В. Мариной**

**Формат 60x84/8.**

**Усл. печ. л. 10,5. Уч.-изд. л. 7,4**

**Тираж 200 экз.**

**Подписано в печать 04.11.2007**

**Отпечато ООО «Четыре цвета»**

